



TITLE:

地盤工学における浅層物理探査データの物理モデルに基づく解釈技術の高度化に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

高橋, 亨

CITATION:

高橋, 亨. 地盤工学における浅層物理探査データの物理モデルに基づく解釈技術の高度化に関する研究. 京都大学, 2015, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2015-01-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r12894>

RIGHT:

地盤工学における浅層物理探査データの物理モデル
に基づく解釈技術の高度化に関する研究

高橋 亨

STUDY ON PHYSICAL-MODEL-BASED ADVANCED INTERPRETATION OF SHALLOW GEOPHYSICAL DATA IN GEOTECHNICAL APPLICATIONS

SUMMARY

In many recent applications in civil engineering, subsurface information has become much more crucial for economically rational design and construction of various buildings and civil engineering constructions due to reduction of the project cost and introduction of performance-based design. Such applications require not only subsurface images, but also physical properties and composition of subsurface soils and rocks which are directly applicable to actual design and construction.

Geophysical methods which can delineate subsurface structure and physical properties in non-destructive and economical ways have been advanced to meet the requirements described above. They can provide geophysical properties such as seismic velocity and resistivity, but not provide subsurface properties such as hydrological and mechanical ones which are required in engineering design and construction. It is, therefore, necessary to develop and advance interpretation technologies of geophysical data to estimate subsurface engineering properties.

This study aims to develop interpretation technology based on physical models such as rock physics models and to enhance geophysical applications in civil engineering. In this paper, physical models with seismic velocity and resistivity which have been widely used in many applications are at first formulated. A database of physical properties of soils and rocks developed in the study is described. Then following four actual applications of physical models to geophysical data are described; 1) seismic velocity and resistivity are modeled for soil profiling in saturated Diluvial soils and river embankments as unsaturated soils. 2) static Young's modulus and strength of sedimentary rocks are estimated from seismic velocity as dynamic elasticity using a physical model extended from that for seismic velocity. The proposed model is applied to seismic velocities measured in well loggings and laboratory tests to estimate Young's modulus and strength of sedimentary rocks. 3) a new method for profiling permeability of soils and rocks with geophysical data is proposed, in which porosity and grain size of materials estimated from S-wave velocity and resistivity with physical models are input to the Kozeny-Carman equation to estimate permeability. 4) A physical model is used for characterizing cracks in a cracked rock and is applied to seismic velocity measured in an excavation disturbed zone in a tunnel to predict seismic velocity reduction due to tunnel excavation.

地盤工学における浅層物理探査データの物理モデルに基づく解釈技術の高度化に関する研究

要旨

近年、土木建設分野においては性能設計の導入や事業費の縮減などにより、経済的に合理的な設計・施工の要求が増大している。そのため事業の基礎データたる地下の情報はこれまでのような地層の分布や形状だけの情報にとどまらず、各地層の物性や組成、それも事業に直接役立つ情報の提供が求められるようになってきている。

物理探査は効率的に広範囲の地下構造や物性を把握することができるため、上記のニーズに応えるべく技術開発が進められている。物理探査で得られる物理量は弾性波速度や比抵抗等であり、事業者が直接必要としている透水係数のような水理学的特性や支持力のような力学的特性ではない。そこで、探査で得られる物理量から事業者が必要とする特性を推定するための探査結果の解釈技術の高度化が重要となってきた。

本研究は、最近着目されているロックフィジックスのような物理モデルに基づく物理探査データの解釈技術の研究を行い、地盤工学分野の様々な課題に物理探査がより効果的に利用できることを示すことを目的に実施した。本稿では、まず、地盤工学分野の浅層物理探査で最もよく利用される探査物性として弾性波速度と比抵抗の2つの探査物性の物理モデルの定式化について述べる。また、研究に利用するために構築した物性データベースについて述べる。次に、地盤工学分野における課題として次の4つを取り上げ、必要な物理モデルの構築と実データへの適用例を示す。1) 複数の物理探査データを利用して土質地盤の土質構成を推定することを目的に弾性波速度と比抵抗の物理モデルを検討し、飽和洪積地盤と不飽和土質地盤としての河川堤防への適用例を示す。2) 動弾性である弾性波速度から工学で必要される大ひずみ領域の静的力学特性を推定するために、弾性波速度のモデル化で利用されているモデルを大ひずみ領域まで拡張したモデルを構築し、堆積岩に対して検層や室内試験で得られた弾性波速度から静的ヤング率や強度が推定できることを示す。3) 物理探査データを用いた水理特性の推定法として、弾性波速度と比抵抗に物理モデルを適用して間隙率と粒度を推定し、コゼニーカルマンの式を用いて透水係数を推定する手法を開発し、実データへの適用によりその有効性を示す。4) 亀裂性岩盤において最も重要な亀裂特性をモデル化し、トンネル等の掘削による地山の弾性波速度の低下量を事前に予測することが可能なことを示す。

目次

第1章 緒論 ―本研究の動機と目的―	1
1.1 緒言	1
1.2 浅層物理探査データの解釈技術の現状と課題	2
1.3 研究の目的	5
1.4 論文の構成	5
第2章 物理モデル ―浅層物理探査データ解釈のための新しいツール―	7
2.1 緒言	7
2.2 ロックフィジックス分野で利用されている物理モデル	8
2.3 本研究で用いる物理モデルの定式化	12
第3章 「ロックフィジックスデジタルライブラリー」―地盤物性に関する知識ベース―	20
3.1 緒言	20
3.2 デジタルライブラリーの内容	20
第4章 複数の物理探査データを利用した土質地盤の土質構成の推定	26
4.1 緒言	26
4.2 土質構成の推定方法	26
4.3 飽和土質地盤への適用例	28
4.4 不飽和土質地盤（河川堤防）への適用例（その1）	31
4.5 不飽和土質地盤（河川堤防）への適用例（その2）	38
第5章 弾性波速度を利用した地盤の静的力学特性の推定	43
5.1 緒言	43
5.2 静的ヤング率のモデル化と予測	43
5.3 圧縮強度のモデル化と予測	52
第6章 物理探査データを利用した地盤の水理特性の推定	58
6.1 緒言	58
6.2 間隙率と粘土含有率の推定	58
6.3 透水係数の推定	66
第7章 亀裂性岩盤での亀裂特性のモデル化と応用	73
7.1 緒言	73
7.2 亀裂特性のモデル化と予測	73
7.3 掘削影響領域(EDZ)の弾性波速度低下の定量的予測	77
第8章 まとめと今後の課題	82
8.1 まとめ	82
8.2 今後の課題	85
謝辞	87
参考文献	89
付録A	93
付録B	95
付録C	101

第1章 緒論—本研究の動機と目的—

1. 1 緒言

二酸化炭素の地層隔離・核廃棄物の地層処分などの環境対策、土木・建設分野での地下の利用・開発、資源・エネルギーの開発など、地下を利用・開発する産業分野においては、地下の状態を正確に把握することは、事業の成否を決める上で極めて重要な要件である。特に、最近では、油ガス田の開発においても貯留層からの二次・三次回収による回収率の極限までの向上が求められている。また、土木建設分野においても性能設計の導入や事業費の縮減などにより、経済的に合理的な設計・施工の要求が増大している。そのため、事業の基礎データたる地下の情報は、これまでのような地層の分布や形状だけの情報にとどまらず、各地層の物性や組成、それも事業目的に直接役立つ情報の提供が求められるようになってきている。

地下の状態を間接的・非破壊的に把握する技術として物理探査がある（物理探査学会、1998）。物理探査は、弾性波や電気などの様々な物理現象を利用して地下の状態を推定する技術であるが、上記のようなニーズに答えるべく、新しい技術の開発や既存技術の高度化が積極的に行われている。しかしながら、物理探査で直接得られる物理量は、弾性波速度や電気抵抗などであり、石油や地下水の動きを支配する地層の間隙率や透水性、構造物の施工性や支持力の評価に必要な力学特性など、事業者が直接必要としているものではない。そこで、探査で得られる物理量（以後、探査物性という）から事業者が必要とする地盤の特性（以後、工学量という）を推定するための探査結果の解釈技術が重要となってきた。

物理探査結果の解釈技術の開発の分野で近年注目されているのは物理モデルに基づいた方法である。最近資源探査分野で積極的な利用が進んでいるロックフィジックスはその1つである（Mavko et al., 2009）。ここでのモデルのアイデアは、熱力学に対する気体分子運動論のように、マクロな特性である岩盤の弾性波速度や比抵抗、あるいは間隙率や透水係数といった特性を、岩石粒子レベルにまで分解したミクロなモデルに基づいて理解し、相互の関係を合理的に説明しようとする考え方である。複合材料や岩石のモデル化の研究においてこの考え方は古くから提案、利用されているが（例えば、Mindlin, 1949; Nagumo, 1957; Hashin and Shtrikman, 1963; Kuster and Toksoz, 1974）、近年、特に石油やガスの探査・開発分野において、その積極的な研究、適用が進められている。例えば、石油やガスの増進回収などのために実施される繰り返し地震探査（4D地震探査）で得られる反射法地震探査データの解釈の中で積極的に利用され、貯留層の管理に必要な各種パラメータを提供するまでに発展してきている（Avseth et al., 2005）。

物理探査結果の解釈技術の研究は国内でも最近積極的に進められるようになってきてい

るが、物理モデルに基づいた研究例はあまり多くない。また、物理探査データの解釈技術の研究を行うためには、物理探査や検層あるいは室内試験で得られる各種物性とともにより工学的に重要な力学的、水理学的特性が揃った地盤物性データが必要であるが、国内外を見渡しても一般に公開されたそのような地盤物性に関する整備されたデータベースは見当たらない。

そこで、本研究では、まず、物理探査データの解釈技術の研究に利用可能なインフラとして、各種地盤物性に関するデータベースを構築することを考え、公開されたデータを主に物性データの収集・整理を行った。また、ロックフィジックス分野等で利用されている物理モデルや関連文献についても整理を行いデータベースに収録した。物性データだけでなく関連知識を収録したという意味でこのデータベースをロックフィジックスデジタルライブラリー (RPDL) と呼んでいる。次に、これまでに提案されている物理モデルを用いて、地盤工学分野における様々な問題で適用されている物理探査データの新しい解釈手法について研究し、実際のデータへの適用を通じてその評価を行った。

後述するように、これらの新しい試みは、地盤工学分野における物理探査のさらなる適用拡大を図ることを目的に、複数の物理探査データを利用して精度・信頼性の高い定量的な地盤モデルを構築することを可能にする解釈技術の開発をねらいに実施している。さらに、解釈技術を高度化する場合、それらの新しい解釈技術の適用を可能にするための新しいデータ収録方法や解析方法の開発も必要になると考えられ、探査法全体の発展につながると期待している。

1. 2 浅層物理探査データの解釈技術の現状

物理探査は、弾性波速度や比抵抗という探査物性を通して地下の状態を可視化する技術であり、資源探査を始め、環境、防災、土木建設分野など数多くの分野で利用されている。しかしながら、上述のとおり、物理探査で直接得られる物理量は、弾性波速度や電気抵抗などの物性であり、地下の流体の動きを支配する地層の間隙率や透水性、構造物の施工性や支持力の評価に必要な力学特性など、直接事業に役立つ特性ではない。物理探査から得られる探査物性を直接事業に役立つ工学量に変換することができれば、物理探査で得られた地下の物性モデルをそのまま事業に生かすことができ、その有用性は飛躍的に増大する。そのため、探査物性を工学的に有効な工学量に変換するための解釈技術に関する研究は、近年特に重要視され、積極的に進められるようになってきた（例えば、国内では、鈴木ほか、2000；羽竜、2001；須藤ほか、2005；小西・東、2008；安藤ほか、2008、2009）。

物理探査データを工学量に変換する手法としては、大きく分けて次の3つの手法が用いられている。それぞれの手法の特徴と事例を以下に示す。

1. 2. 1 物理探査データと工学量の相関関係を利用する方法

この手法は、同じ調査地で得られた物理探査や検層による探査物性データと原位置岩盤試験やボーリングコアの室内試験等によって得られた工学量との相関関係を用いて、探査物性データから工学量を推定する手法である。探査物性データと工学量との相関図を作成し、回帰式を求めるだけの簡便な手法であるため、広く一般に利用されている。しかしながら、データが少ない場合には関係式の信頼性が低下すること、また、その調査地内のデータが取得された岩種だけにしか使えないという制約がある。

図 1.1 に、この手法を適用した事例を示す。この例は、屈折法弾性波探査で得られた弾性波速度（P 波速度）と孔内载荷試験によって得られたヤング率の相関解析により両物性間の関係式を求め、トンネルの施工計画に必要な歪の大きい領域でのヤング率の分布をトンネルルート全体にわたって推定した結果である（須藤ほか、2005）。この例は、広域的に物性分布を推定できるという物理探査の長所を生かして、工学的に必要な特性の広域分布を推定できることを示したよい例である。

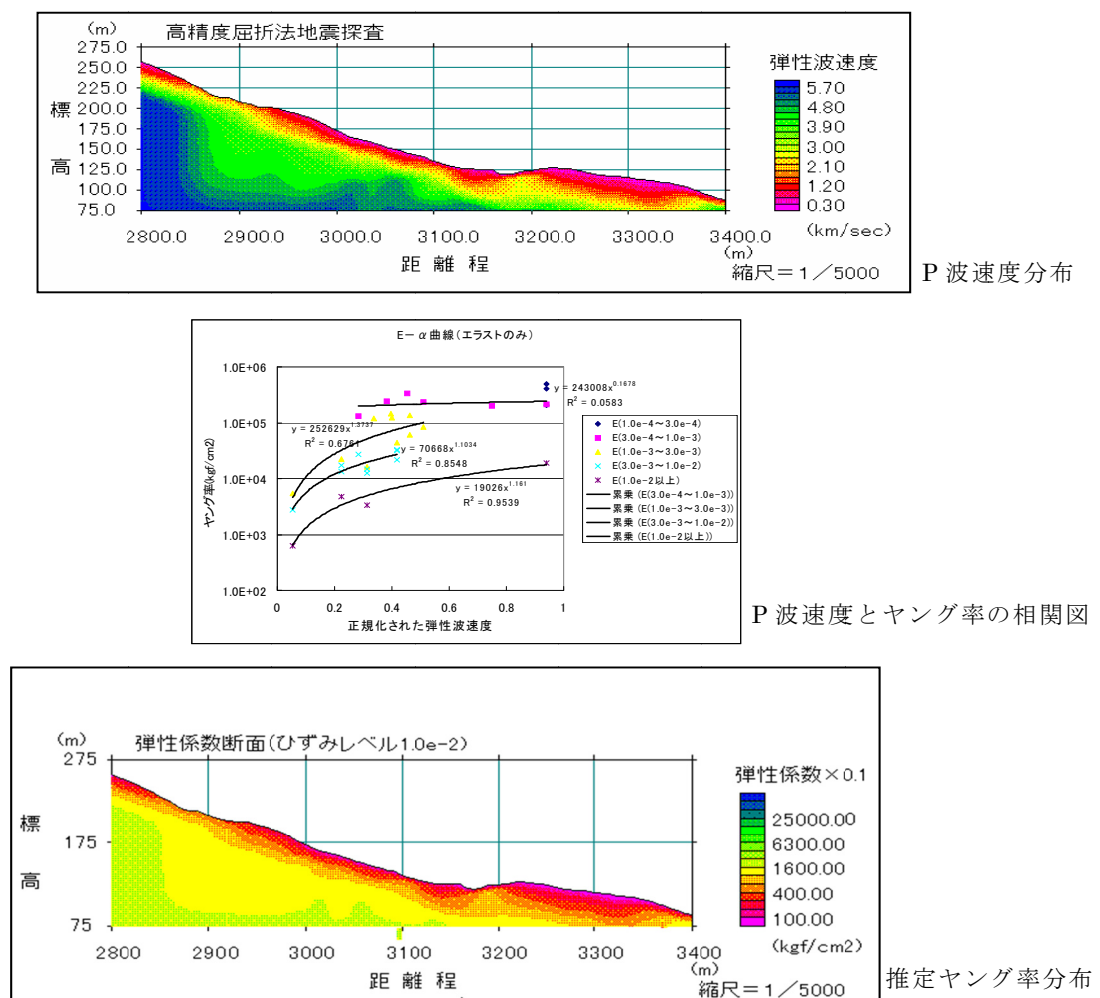


図 1.1 屈折法地震探査による P 波速度からヤング率を推定した結果（須藤ほか、2005）

1. 2. 2 経験式を利用する方法

物理探査で得られる探査物性と工学的に重要な力学的あるいは水理学的特性との関係についての経験式は数多く提案されている(Mavko et al., 2009; Dvorkin et al., 2002; Zhang, 2005; Schön, 2004; 地盤工学会 2001 等にまとめられている)。比抵抗と間隙率の経験式であるアーチの式、弾性波速度と間隙率の経験式である時間平均公式(Wyllie の式)はそれらの中でも特に有名で広く利用されている(Archie, 1942; Wyllie et al. 1956, 1958)。経験式も、実際のデータの関係解析から求められているが、導出までに多くのデータが利用解析されているためその信頼性が高いこと、また物理的な意味もある程度理解できるため、上述した相関解析による方法よりもその汎用性が高い。しかしながら、原理的には、経験式が導出された岩種や条件を超えて利用することは難しい。そのため、適用可能な岩種や条件を広げた改良式も数多く提案、利用されている。表面伝導を考慮した拡張アーチの式(高倉、2003)や時間平均公式を拡張した Raymer-Hunt-Gardner の式(Raymer et al., 1980)などの拡張式はよく知られている。

図 1.2 には、この手法の実例として、アーチの式を適用した例を示す。この例では、比抵抗トモグラフィで得られた比抵抗分布と地下水検層から推定された間隙水の比抵抗値をアーチの式に当てはめ、間隙率の広域的な分布を推定している(鈴木ほか、2000)。複数の経験式をもとに、複数の探査物性値から最小二乗法により複数の工学量を推定する試みも行われている。例えば、羽竜ほか(2001)は、物理探査で得られる P 波速度と比抵抗の間隙率と飽和度に関する経験式を用いて、同一サイトで実施した屈折法地震探査と電気探査で得られた両物性分布から間隙率と飽和度の分布を求めている。

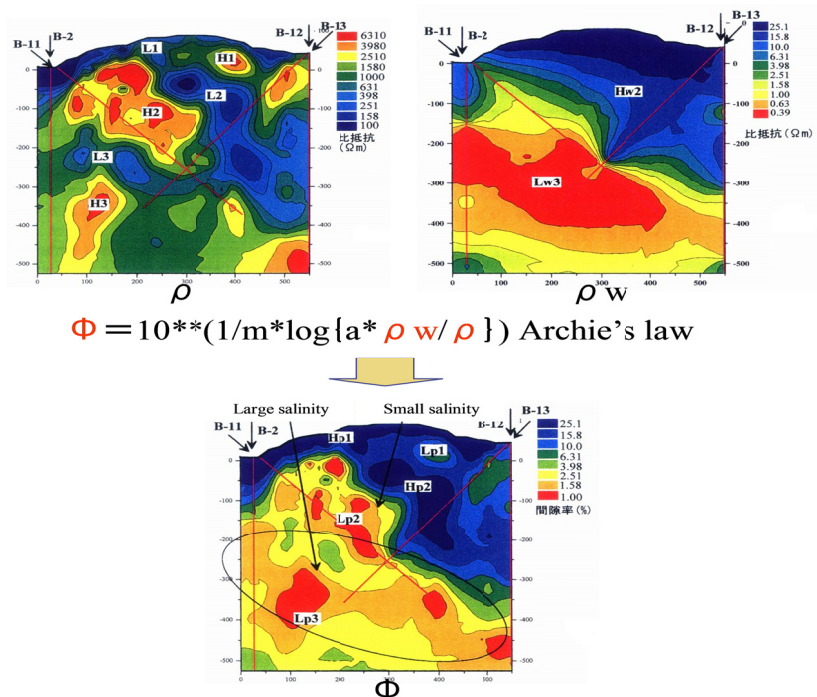


図 1.2 比抵抗トモグラフィ, 検層による比抵抗値から間隙率分布を推定した結果(鈴木ほか, 2000)

1. 2. 3 物理モデルに基づく方法

物性データを工学量に変換する手法として最も汎用的に利用することができ、信頼性が高い手法が物理モデルをベースにした手法である。物理的な土や岩石のモデルに基づいてマクロな特性である物性と工学量を計算することができるので、両特性間の精度の高い変換が可能となる。しかしながら、現状、限られた種類の岩石にしかモデルの適用性に関する研究が進んでいないため、今後色々な種類の土や岩石、あるいは地盤・岩盤への適用性の研究を待たなければならない。本研究の目的の1つである。

1. 3 研究の目的

本研究は、地盤工学分野における物理探査のさらなる適用拡大を図るために、複数の物理探査データを利用して精度・信頼性の高い定量的な地盤モデルを構築することを可能にする解釈技術の研究開発を目的としている。前項に記載した既往の解釈技術では単一の探査物性をもとに工学量が推定される場合が多いが、工学量に関係する複数の探査物性を取得し、解釈に利用することによって工学量の推定精度や信頼性を向上させることが期待される。そのためには、複数の探査物性と工学量との関係を合理的に説明できる物理モデルが必要である。また、従来、電気探査結果の解釈等では、比抵抗が低いと含水比が高いなど定性的な解釈にとどまっている場合が多く、その含水比が工学的に許容可能かどうかの判断をするに必要な定量的な情報の提供までには至っていない。さらに、地盤・岩盤の種類によらない汎用的な物理モデルの構築法を確立できれば、調査地で取得できるデータが少ない場合でも、既往のデータ等も生かした精度の高い解釈や予測を行うことが可能となると考えられる。

1. 4 論文の構成

本論文は、8章から構成する。各章の概要を以下に記載する。

第1章では、まず本研究の地盤工学分野における重要性について述べた後、物理探査データの解釈技術の現状と課題について実例をもとに説明し、物理モデルを利用した解釈技術の高度化の重要性を明らかにする。それを受けて本研究の目的および目指すものを明らかにする。

第2章では、物理モデルの中で最も広く利用され、体系化されているロックフィジックスの考え方やこれまでに提案されているモデルの概要について説明する。本研究では、弾性波特性のモデル化には、この分野で提案・利用されている主に3種類の物理モデルを使用している。また、比抵抗のモデルにはアーチの式やその拡張式を用いているので、ここではそれらのモデルの定式化を行う。

第3章では、物理モデルの研究や適用に役立つインフラとして、本研究の一環として作成した地盤物性に関する知識ベースである「ロックフィジックスデジタルライブラリー (RPDL)」について説明する。

第4章から第7章では、地盤工学分野の調査や研究のために取得された物理探査データを用いて、物理モデルの適用により新たに開けた物理探査データの解釈技術の例を示す。まず、第4章では、複数の物理探査データに物理モデルを適用することにより土質地盤の土質構成を推定する手法について述べる。河川堤防の安全性評価や地震による液状化対策等のための調査では長大あるいは広範囲の地盤や盛土の土質構成を推定する必要がある。現状は、数限られたボーリングで得られたコア試料の室内試験や原位置試験データをもとに推定されているため、複雑な土質構成を有する地盤ではその精度が低下するという課題がある。この課題に対して物理探査を併用することの有効性を示す。

第5章では、微小ひずみ領域の弾性特性である弾性波速度から大ひずみ領域のいわゆる静的な弾性係数(変形係数や強度)を岩石モデルに基づいて推定する手法について述べる。トンネルやダムなどの各種土木構造物の設計や施工では、地盤の大ひずみ領域での変形性や強度特性が必要である。現状これらの特性もボーリングコアの室内試験や原位置試験で取得されているが、長いトンネルや大規模な構造物の調査では上記と同様な課題がある。この課題に対応するために弾性波速度から変形係数や圧縮強度を推定する手法を示す。

第6章では、地盤工学分野に限らず様々な分野で重要な地盤の水理特性を物理探査データから推定する手法について述べる。水理特性のうち、間隙率と粘土含有率は物理モデルそのものから求める。また、透水係数については、物理探査データに物理モデルを適用して推定した間隙率と粒径をコゼニーカルマンの式に当てはめることにより推定する手法を実データへの適用を通じて評価する。

第7章では、物理モデルを用いて物理探査データから亀裂性岩盤の亀裂特性を推定する手法について述べる。実際の岩盤で得られた亀裂画像による検証例を示す。またその応用の一例として、山岳トンネルでの掘削影響領域 (EDZ) での弾性波速度の低減割合を定量的に予測できることを示す。

最後に第8章で本研究の成果をまとめるとともに、今後さらに検討を続けなければならない課題について述べる。

第2章 物理モデル – 浅層物理探査データ解釈のための新しいツール–

2.1 緒言

物理モデルに基づく解釈法は、土や岩石のミクロなモデルに基づいて、弾性波速度や強度などの力学的な特性、あるいは間隙率や透水係数などの水理学的な特性といったマクロな特性をモデル化し、それらマクロな特性間の関係を合理的に説明する方法である。例えば、図 2.1 に示すように、岩石を砂や粘土粒子の集合体としてモデル化し、粒子間の相互作用を定式化することによって、粒子レベルのミクロな特性から、岩石全体のマクロな特性である弾性波特性を求め、それらの特性間の関係を合理的に説明することができる。図 2.1 の右図は、P 波弾性波特性である P 波弾性率（密度×P 波速度の二乗）と間隙率との関係を示した相関図であるが、実データを左図に示した岩石モデルを用いて合理的に説明している例である（Dvorkin et al., 2002）。1.2 項で述べたように、物理探査データをもとに工学的に必要とされる地盤の諸特性を推定する場合に、探査物性とこれら工学諸特性間の関係が合理的に説明できれば、土木構造物等の設計・施行に必要な工学量の地下モデル（変形係数や透水係数等のモデル等）を、物理探査を利用して効果的且つ高精度に構築することができる。

以下、2.2 項では物理モデルの概念を説明するとともに、これまでに主に資源探査分野で研究・利用されている弾性波特性と電気的特性を表す物理モデルについて述べる。2.3 項では、本研究で実際の物理探査データの解釈に利用しその適用性を評価した 3 種類の弾性波特性を表すモデル（未固結砂岩モデル、砂質頁岩モデル、インクルージョンモデル）と比抵抗を表すモデルとしてアーチの式とその拡張式についてその定式化を行う。

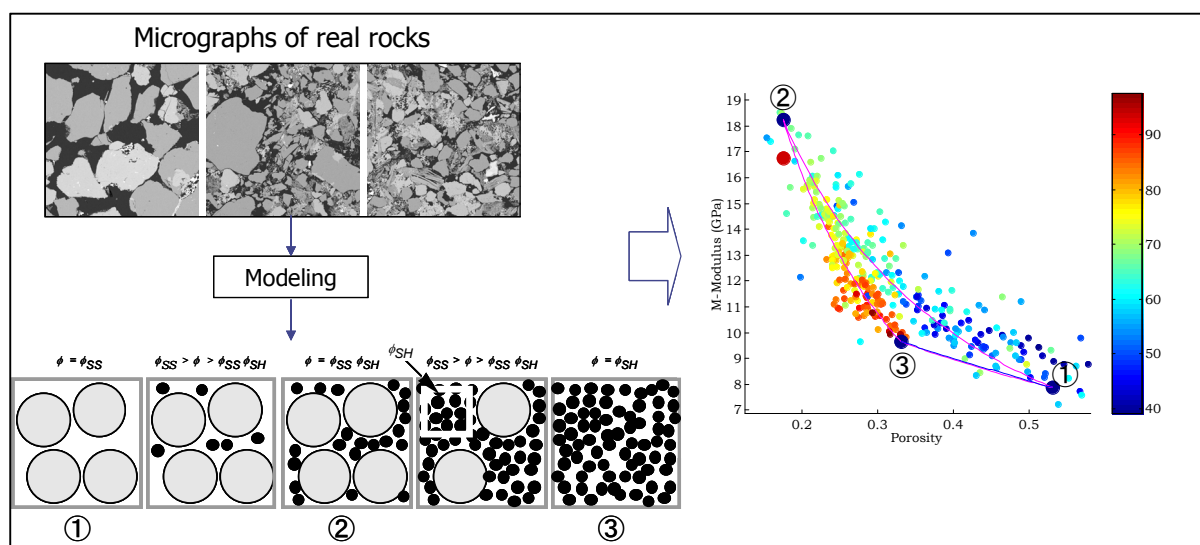


図 2.1 物理モデルの概念（Dvorkin et al., 2002）

2. 2 ロックフィジックス分野で利用されている物理モデル

2. 2. 1 弾性波特性のモデル

弾性波特性を表現するモデルには、大きく分けて次の 2 種類のタイプがある（図 2.2）。粒状媒質モデル（あるいはコンタクトモデル）とインクルージョンモデルである。粒状媒質モデルは、図に示すように砂（大きい粒子）と粘土（小さい粒子）のような多数の粒子から材料（土や岩石）が構成され、物性の異なる粒子の割合と粒子間のインタラクションの違いにより異なる力学特性を有する土や岩石を表現するモデルである。インタラクションの表現式の代表例が 2.1 式の Hertz-Mindlin の式である。

$$K_{HM} = \left\{ \frac{n^2(1-\phi)^2 G_s^2}{18\pi^2(1-\nu_s)^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \quad (2.1)$$
$$G_{HM} = \left\{ \frac{5-4\nu_s}{5(2-\nu_s)} \right\} \left\{ \frac{3n^2(1-\phi)^2 G_s^2}{2\pi^2(1-\nu_s)^2} P \right\}^{\frac{1}{3}}$$

ここに、 K_{HM} と G_{HM} が粒子集合体からなる材料の体積弾性率と剛性率、 G_s 、 ν_s が集合体を構成する粒子の剛性率とポアソン比である。 ϕ は材料の間隙率、 P が材料にかかる拘束圧である。 n は粒子間のインタラクションを示す配位数である。物理的には、粒子間の接点数を表すパラメータである（詳細は付録 A に示す）。

一方、インクルージョンモデルは、ある力学特性を有する均質な岩石基質の中に別の異なる力学特性を有する異物（岩石や間隙）が混在するモデルであり、異物の含有率や形状の違いにより異なる物性を有する岩石を表現するモデルである。本研究では、亀裂を含む岩石のモデル化に広く用いられている 2.2 式で表される Kuster-Toksoz モデルと呼ばれるモデルを適用するが、それ以外にも数多くのモデルが提案されている（例えば、Mavko et al, 2009）。

$$K = \frac{4PG_s + K_s(3K_s + 4G_s)}{3K_s + 4G_s - 3P} \quad (2.2)$$
$$G = \frac{5G_s^2(3K_s + 4G_s) + QG_s(9K_s + 8G_s)}{5G_s(3K_s + 4G_s) - 6Q(K_s + 2G_s)}$$

ここに、 K と G が岩石の体積弾性率と剛性率、 K_s と G_s が基質の体積弾性率と剛性率である。 P と Q は基質の物性およびインクルージョンの物性、体積分率（間隙率）、形状によって変わるパラメータである（詳細は付録 B に示す）。

物理モデルの研究や適用は、これまで主に資源探査分野（石油・ガス開発分野）で積極的に行われてきており、その重要な貯留岩である砂岩については上記 2 種類のいずれかに

属する各種の物理モデルが提案されている。この分野では、反射法地震探査が主要な探査手法であるため、探査で得られる弾性波速度、特に P 波速度に關係する弾性波特性をもとにしたモデル化が行われてきた。特に、岩石の間隙率との關係は岩石モデルを構築する上での基本的な關係であるが、P 波速度と間隙率の關係を使ってこれまでに提案されている主要なモデルをまとめたものが図 2.3 である。粒子間の固着度や粘土粒子の存在形態などにより、大きく 5 種類のモデルに分けられている (Dvorkin et al., 2002)。

これらのモデルのうち、粒子間の固着度の小さいモデル (weakly cemented model) の 1 つとして提案されている Friable Sand Model を用いて、メキシコ湾、北海および日本の泥岩や泥質岩をモデル化し、P 波弾性波特性である P 波弾性率と S 波から得られる剛性率の間隙率との關係を求めた結果が図 2.4 である (小西ほか、2007)。図中の色の異なる点が各地区での検層データから得られたそれぞれの値であり、実線がモデルに基づく計算値である。3 本の実線は、粘土含有率をそれぞれ、 $C=0, 0.5, 1.0$ とした場合の結果である。データの得られた地域や深度が異なるにもかかわらず、3 地区のデータは 1 つのモデル (曲線) によって表されていることがわかる。

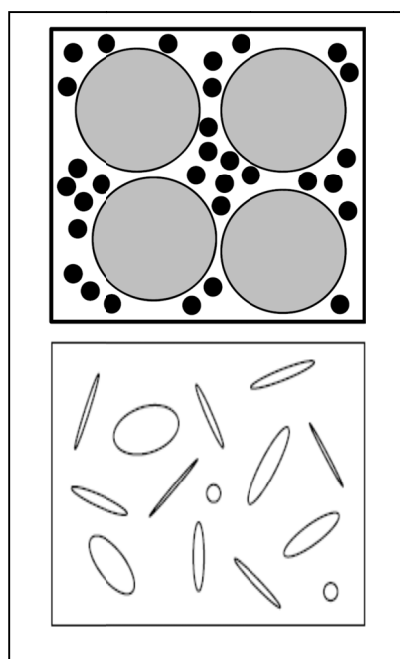


図 2.2 物理モデル
(上：粒状媒質モデル、下：インクルージョンモデル)

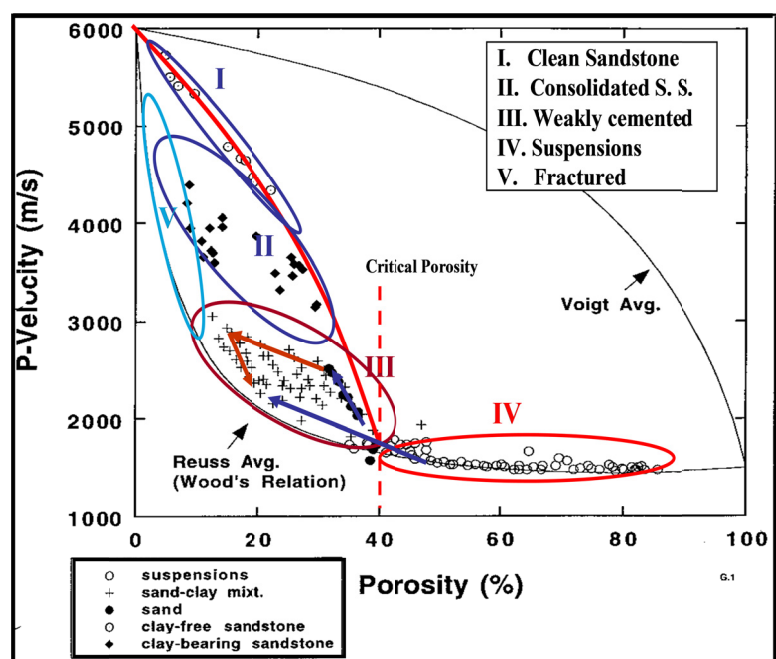


図 2.3 これまでに提案されている物理モデルの分類

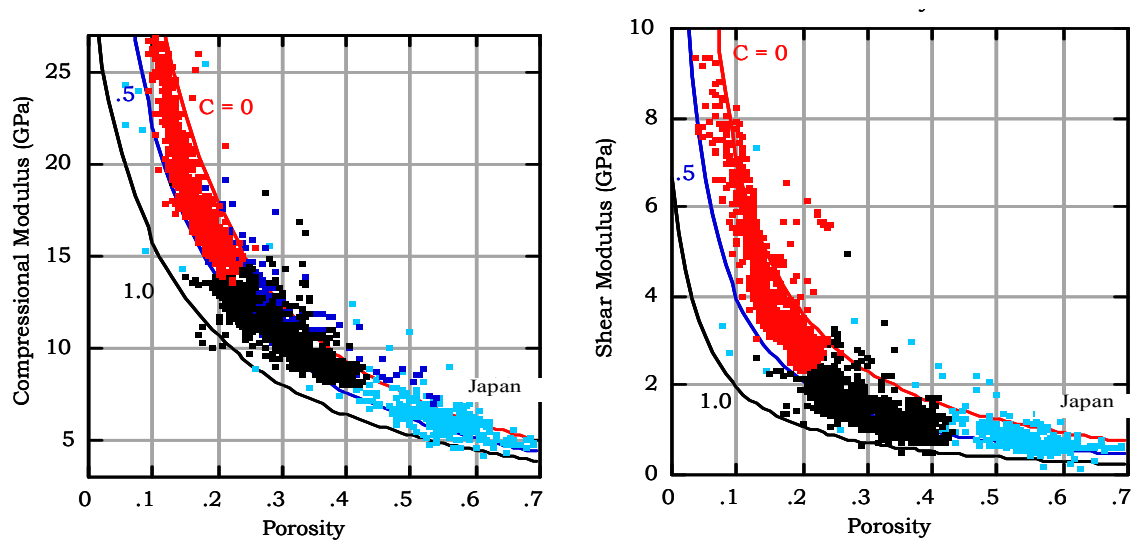


図 2.4 Friable Sand Model の適用事例（小西ほか、2007）

左図はP波弾性率と間隙率、右図は剛性率と間隙率の関係である。色の異なる点がそれぞれ3地区での実測値、実線がモデルによる計算値である。Cは粘土含有率であり、ここではC=0, 0.5, 1.0の3種類について計算されている。

2. 2. 2 比抵抗のモデル

間隙を含む材料（土や岩石）の比抵抗を表す式として最もよく知られている経験式が、2.3 式に示すアーチの式（Archie, 1942；高倉、2003）である。

$$R = a\phi^{-m} R_f \quad (2.3)$$

ここで、 R は間隙を含む材料全体の比抵抗、 R_f は間隙流体の比抵抗、 ϕ は間隙率である。 a は迂回係数、 m は膠結係数と呼ばれる定数で、砂岩の場合 $a=0.5\sim 2.5$ 、 $m=1.3\sim 2.5$ 程度の値をとることが知られている。

材料の基質（土や岩石粒子そのもの）の比抵抗は非常に大きいので、アーチの式は岩石中の間隙流体をとおして電流が流れるため、岩石全体の比抵抗を測れば間隙率が推定できるという考え方である。しかしながら、岩石中に粘土鉱物等が含まれるとその表面にイオン電導による電気二重層が形成され、そこを電流が流れる。そのため、間隙流体の比抵抗が大きくなると（例えば、 $10\Omega\text{m}$ を超えると）、電流は間隙流体よりも粘土粒子表面の電気二重層を流れる割合が増えるために、アーチの式が成り立たなくなる。

そこで、アーチの式を拡張した式として、次の並列回路モデルが材料の比抵抗を表す式として用いられる（高倉、2003）。

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{FR_f} + \frac{1}{R_c} \quad \left(F = \frac{R}{R_f} = a\phi^{-m}\right) \quad (2.4)$$

ここに、 F は地層比抵抗係数と呼ばれる電気的特性である。 R_c が粘土粒子あるいは電気二重層の比抵抗であり、間隙流体の比抵抗とこの比抵抗の大きさにより岩石全体の比抵抗が変化する。この第 2 項の異なる各種並列回路モデルが提案され、実際の岩石の比抵抗を表すために利用されている。図 2.5 に各種のモデルで計算された電気伝導度（比抵抗の逆数）と間隙率の関係を表す図を示す（Carcione et al., 2007）。

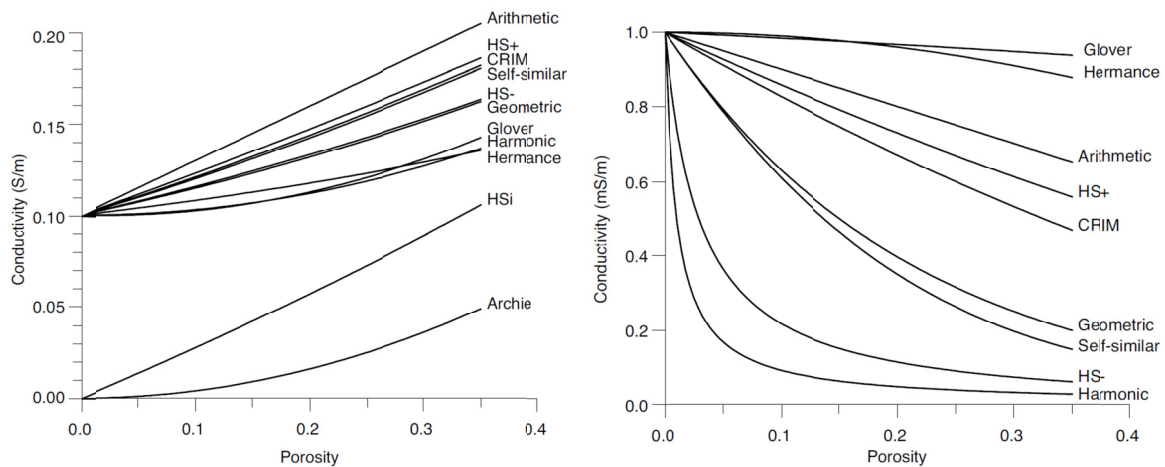


図 2.5 電気伝導度と間隙率の関係のモデル計算例（Carcione et al., 2007）

（左図：間隙流体の電気伝導度が大きい場合、右図：間隙流体の電気伝導度が小さい場合）

2. 3 本研究で用いる物理モデルの定式化

本項では、本研究の中で浅層物理探査データの解釈の際に使用した3種類の弾性波特性を表現するモデル（未固結砂岩モデル、砂質頁岩モデル、インクルージョンモデル）および比抵抗を表すモデルとしてアーチの式とその拡張式について、Mavko et al. (2009)、Avseth et al. (2005)、Dvorkin et al. (2002)、Carcinone et al. (2007) を参考に、その定式化について述べる。

2. 3. 1 弾性波特性のモデル

(1) 未固結砂岩モデル

未固結砂岩モデル(unconsolidated sand model または constant-clay model) は、基質となる土や岩石を粒状媒質と考え、硬い砂粒子と軟らかい粘土粒子から構成されているとするモデルである（図 2.6）。粘土粒子の含有率を変化させることにより力学的特性（体積弾性率や剛性率）の異なる粒状媒質を表し、さらに間隙率の変化により力学特性が変化する土や岩石をモデル化することができる。このモデルは土質地盤や軟らかい堆積岩のモデル化の際に広く利用されている。

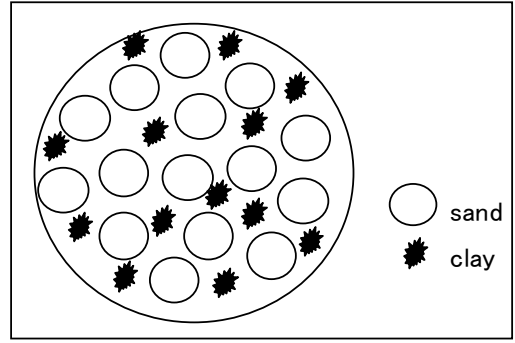


図 2.6 未固結砂岩モデル

物理モデルでは軟らかい土や岩石をモデル化する際に Hashin-Shtrikman の下限モデルを利用することが多い（Hashin and Shtrikman, 1963）。下限モデルは、わずかな軟らかい粘土粒子の混在により材料の力学的特性が急減するモデルである。このモデルでは任意の間隙率を有する材料の体積弾性率と剛性率を以下の式で表す。

$$\begin{aligned}
 K_{dry} &= \left\{ \frac{\frac{\phi}{\phi_c}}{K_{HM} + \frac{4}{3}G_{HM}} + \frac{1 - \frac{\phi}{\phi_c}}{K_s + \frac{4}{3}G_{HM}} \right\}^{-1} - \frac{4}{3}G_{HM} \\
 G_{dry} &= \left\{ \frac{\frac{\phi}{\phi_c}}{G_{HM} + Z} + \frac{1 - \frac{\phi}{\phi_c}}{G_s + Z} \right\}^{-1} - Z \\
 Z &= \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right)
 \end{aligned} \tag{2.5}$$

ここに、 K_{dry} と G_{dry} は、それぞれ乾燥状態での材料の体積弾性率と剛性率である。また、 ϕ は岩石の間隙率である。 K_s と G_s は、粘土含有率が C の場合の材料基質の体積弾性率と剛

性率であり、ここでは、下式のように砂と粘土の体積弾性率と剛性率の Void-Reuss-Hill 平均で表わされるとする。

$$\begin{aligned} K_s &= \left[\left\{ (1-C)K_{sand} + CK_{clay} \right\} + \left\{ \frac{1-C}{K_{sand}} + \frac{C}{K_{clay}} \right\}^{-1} \right] / 2 \\ G_s &= \left[\left\{ (1-C)G_{sand} + CG_{clay} \right\} + \left\{ \frac{1-C}{G_{sand}} + \frac{C}{G_{clay}} \right\}^{-1} \right] / 2 \end{aligned} \quad (2.6)$$

ここに、 K_{sand} 、 G_{sand} 、 K_{clay} 、 G_{clay} は、それぞれ砂の体積弾性率と剛性率、粘土の体積弾性率と剛性率である。また、 K_{HM} 、 G_{HM} は、材料の間隙率が臨界間隙率（固結を維持できる限界の間隙率）（ ϕ_c ）の場合の体積弾性率と剛性率であり、以下の Hertz-Mindlin の式で表す。

$$\begin{aligned} K_{HM} &= \left\{ \frac{n^2 (1-\phi_c)^2 G_s^2}{18\pi^2 (1-\nu_s)^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \\ G_{HM} &= \left\{ \frac{5-4\nu_s}{5(2-\nu_s)} \right\} \left\{ \frac{3n^2 (1-\phi_c)^2 G_s^2}{2\pi^2 (1-\nu_s)^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \end{aligned} \quad (2.7)$$

ここに、 ν_s は、材料基質のポアソン比で、 K_s と G_s から計算される。 n は粒子間の接触点の数を表す配位数、 P は材料全体にかかる拘束圧である。

乾燥状態での材料の体積弾性率と剛性率が得られると、Gassmann の式を用いて下式のように飽和状態での値を求めることができる。

$$\begin{aligned} K_{sat} &= K_{dry} + \frac{(1 - \frac{K_{dry}}{K_s})^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{1-\phi}{K_s} - \frac{K_{dry}}{K_s^2}} \quad (2.8) \\ G_{sat} &= G_{dry} \end{aligned}$$

ここに、 K_{sat} と G_{sat} はそれぞれ飽和状態での材料の体積弾性率と剛性率、 K_f は間隙流体の体積弾性率である。これらの力学特性が得られると下式によって飽和状態の岩石の弾性波速度を求めることができる。

$$V_P = \sqrt{(K_{sat} + \frac{4}{3}G_{sat}) / \rho} \quad (\text{P 波速度}) \quad (2.9)$$

$$V_S = \sqrt{G_{sat} / \rho} \quad (\text{S 波速度}) \quad (2.10)$$

ここに、

$$\rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s \quad (2.11)$$

である。ここに、 ρ_f と ρ_s はそれぞれ、間隙流体と材料基質の密度である。

(2) 砂質頁岩モデル

砂質頁岩モデルは、未固結砂岩モデル同様、砂と粘土といった2種類の異なる力学特性をもった粒子を混在させることにより様々な力学特性を有する岩石を表すモデルである(図2.7)。ただしこのモデルでは、1つの粒子の間隙を2つ目の粒子が埋めるという考え方であるため、2粒子の混在する岩石全体の間隙率(ϕ)と2つ目の粒子の間隙率(ϕ_{clay})の間に、2つ目の粒子の含有率(C) (以下これを粘土含有率という)を用いて、 $\phi = \phi_{clay} C$ の関係があるとする(詳細は付録Cに示す)。この C を用いて、乾燥状態での岩石の体積弾性率と剛性率をHashin-Shtrikmanの下限式で表す。

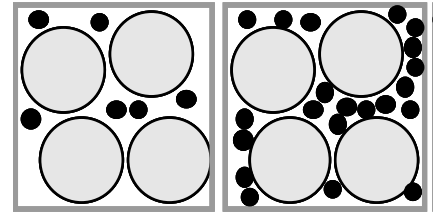


図 2.7 砂質頁岩モデル

$$\begin{aligned} K_{dry} &= \left\{ \frac{C}{K_{HM} + \frac{4}{3} G_{HM}} + \frac{1-C}{K_{sand} + \frac{4}{3} G_{HM}} \right\}^{-1} - \frac{4}{3} G_{HM} \\ G_{dry} &= \left\{ \frac{C}{G_{HM} + Z} + \frac{1-C}{G_{sand} + Z} \right\}^{-1} - Z \\ Z &= \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right) \end{aligned} \quad (2.12)$$

ここに、 K_{sand} 、 G_{sand} は、1つ目の粒子(ここでは硬い粒子として砂粒子と考える)の体積弾性率と剛性率である。 K_{HM} 、 G_{HM} は、間隙率 ϕ_{clay} を持つ2つ目の粒子(ここでは軟らかい粒子として粘土粒子と考える)の力学特性であり、Hertz-Mindlinの式により以下の式で表す。

$$\begin{aligned} K_{HM} &= \left\{ \frac{n^2 (1 - \phi_{clay})^2 G_{clay}^2}{18 \pi^2 (1 - \nu_{clay})^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \\ G_{HM} &= \left\{ \frac{5 - 4\nu_{clay}}{5(2 - \nu_{clay})} \right\} \left\{ \frac{3n^2 (1 - \phi_{clay})^2 G_{clay}^2}{2 \pi^2 (1 - \nu_{clay})^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \end{aligned} \quad (2.13)$$

ここに、 G_{clay} と ν_{clay} は、粘土の剛性率とポアソン比である。 n は粒子間の接触点の数を表す配位数、 P は粘土粒子にかかる拘束圧である。

未固結砂岩モデル同様、乾燥状態の体積弾性率と剛性率が得られると Gassmann の式 2.8 式により飽和状態の値が得られる。またそれらから 2.9 式、2.10 式により弾性波速度を求めることができる。

(3) インクルージョンモデル

インクルージョンモデルは、1つの均質な材料基質中に別の材料片または間隙等の異物が混在するモデルであり、異物の含有率や形状（アスペクト比等）により材料全体の物性が変化するモデルである（図 2.8）。亀裂性の岩石のモデル化で最も広く利用されている。インクルージョンモデルにもいくつかのモデルが提案されているが、ここでは本研究で使用した Kuster-Toksoz モデル（以下、K-T モデルという）（Kuster and Toksoz, 1976）のモデル式を示す。

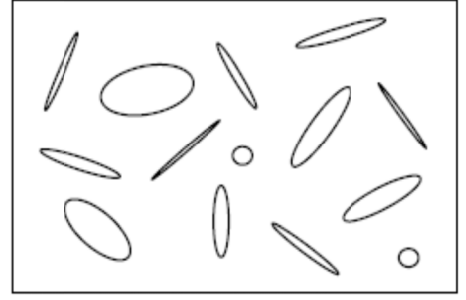


図 2.8 インクルージョンモデル

K-T モデルでは、インクルージョンを含む岩石の体積弾性率と剛性率を以下の式で表す（斎藤ほか、1983）。

$$\begin{aligned} K &= \frac{4PG_s + K_s(3K_s + 4G_s)}{3K_s + 4G_s - 3P} \\ G &= \frac{5G_s^2(3K_s + 4G_s) + QG_s(9K_s + 8G_s)}{5G_s(3K_s + 4G_s) - 6Q(K_s + 2G_s)} \end{aligned} \quad (2.14)$$

ここに、 K_s と G_s は、それぞれ材料基質の体積弾性率と剛性率である。 P と Q は材料基質の物性およびインクルージョンの物性、体積分率（あるいは間隙率）、形状によって決まるパラメータであり、以下の式で表される（詳細は付録 B に示す）。

$$P = \frac{\phi}{3}(K_i - K_s)T_{ijj} \quad (2.15)$$

$$Q = \frac{\phi}{5}(G_i - G_s)(T_{ijj} - \frac{1}{3}T_{iii}) \quad (2.16)$$

$$T_{ijj} = \frac{3F_1}{F_2} \quad (2.17)$$

$$T_{ijj} - \frac{1}{3}T_{iii} = \frac{2}{F_3} + \frac{1}{F_4} + \frac{F_4F_5 + F_6F_7 - F_8F_9}{F_2F_4} \quad (2.18)$$

$$F_1 = 1 + A \left\{ \frac{3}{2}(E + D) - C \left(\frac{3}{2}E + \frac{5}{2}D - \frac{4}{3} \right) \right\} \quad (2.19)$$

$$F_2 = 1 + A \left\{ 1 + \frac{3}{2}(E + D) - \frac{C}{2}(3E + 5D) \right\} + B(3 - 4C) + \frac{A}{2}(A + 3B)(3 - 4C) \{E - D - C(E - D + 2D^2)\} \quad (2.20)$$

$$F_3 = 1 + \frac{A}{2} \left\{ C(2 - D) + \frac{1 + \alpha^2}{\alpha^2} E(C - 1) \right\} \quad (2.21)$$

$$F_4 = 1 + \frac{A}{4} \{3D + E - C(E - D)\} \quad (2.22)$$

$$F_5 = A \left\{ C \left(E + D - \frac{4}{3} \right) - E \right\} + BD(3 - 4C) \quad (2.23)$$

$$F_6 = 1 + A \{1 + E - C(E + D)\} + B(1 - D)(3 - 4C) \quad (2.24)$$

$$F_7 = 2 + \frac{A}{4} \{9D + 3E - C(5D + 3E)\} + BD(3 - 4C) \quad (2.25)$$

$$F_8 = A \left\{ 1 - 2C + \frac{E}{2}(C - 1) \right\} + \frac{D}{2}(5C - 3) + B(1 - D)(3 - 4C) \quad (2.26)$$

$$F_9 = A \{E(C - 1) - CD\} + BD(3 - 4C) \quad (2.27)$$

$$A = \frac{G_i}{G_s} - 1 \quad (2.28)$$

$$B = \frac{1}{3} \left(\frac{K_i}{K_s} - \frac{G_i}{G_s} \right) \quad (2.29)$$

$$C = \frac{3G_s}{3K_s - 4G_s} \quad (2.30)$$

$$D = \frac{\alpha}{(1 - \alpha^2)^{3/2}} \{ \cos^{-1} \alpha - \alpha(1 - \alpha^2)^{1/2} \} \quad (2.31)$$

$$E = \frac{\alpha^2}{(1 - \alpha^2)} (3D - 2) \quad (2.32)$$

ここに、

K_i : インクルージョンの体積弾性率 (水の場合 : 2.25GPa)

G_i : インクルージョンの剛性率 (水の場合 : 0.0GPa)

ϕ : インクルージョンの体積分率 (=間隙率)

α : インクルージョンのアスペクト比 (回転楕円体と近似した場合の長軸と短軸の比)

体積弾性率と剛性率が得られると、2.9 式、2.10 式により弾性波速度を求めることができる。なお、インクルージョンモデルの場合、例えばインクルージョンを流体で飽和した亀裂と考えることにより飽和、不飽和岩石をモデル化することができる。

2. 3. 2 比抵抗のモデル

本研究では、飽和地盤の場合にアーチの式の適用性をまず評価した。一方、不飽和地盤の場合、間隙率の増加にともなって比抵抗が増加するという傾向が現れる（図 2.5 参照）。その場合には、並列回路モデルの適用性を評価した。以下に、モデル化で利用したアーチの式と並列回路モデルのモデル式を示す。

（1）アーチの式

アーチの式(2.3 式)の実際のデータの適用にあたっては、実測比抵抗と間隙率の関係を解析してモデル化を行った。一般に、測定区間内で迂回係数や膠結係数、間隙水の比抵抗が大きく変化する場合は少ないと仮定できるので、 a 、 m 、 R_f を定数とみなして、最小二乗法により当てはめが可能かを検討した。使用した式を以下に示す。

$$R = C\phi^{-m} \quad (C: \text{定数}, m: \text{膠結係数}) \quad (2.33)$$

（2）拡張アーチの式（並列回路モデル）

比抵抗の逆数である電気伝導度 σ を用いて 2.4 式を書き換えると、並列回路モデルは

$$\sigma = \phi^m \sigma_f / a + \sigma_c \quad (2.34)$$

と表される。ここに σ_c が粘土粒子あるいは電気二重層の電気伝導度、 σ_f が間隙流体の電気伝導度である。第 1 項が間隙流体中を流れる電流、第 2 項が粒子や粒子境界を流れる電流に関する部分である。第 2 項を粘土含有率等から推定するといった方法で実データに適用される場合が多い。

本研究では、不飽和地盤のようにアーチの式が成立しない場合、並列回路モデルの 1 つとして提案されている下記の Glover の式（Glover et al., 2000）を用いる。

$$\sigma = \phi^m \sigma_f + \sigma_s (1 - \phi)^p \quad (2.35)$$

ここに、 σ_s は材料基質の電気伝導度であり、 p は以下の式で表される。

$$p = \frac{\log(1 - \phi^m)}{\log(1 - \phi)} \quad (2.36)$$

このモデルは、2 つの成分（材料基質と間隙）で構成される材料（土や岩石）を想定し、それぞれの成分についてアーチの式と類似した関係が成り立つと考え導出されている。

（3）Hashin-Shtrikman の式

弾性波特性と同様に、2 種類の電気伝導度（比抵抗）を有する媒質が混在する材料の電気伝導度を Hashin-Shtrikman の式で表すことができる。

今、媒質 1 と媒質 2 の電気伝導度と混在する割合をそれぞれ、 σ_1 と σ_2 、 f_1 と f_2 で表すと、

$$\sigma = \sigma_1 + \frac{f_2}{\frac{1}{\sigma_2 - \sigma_1} + \frac{f_1}{3\sigma_1}} \quad (2.37)$$

と表される。ここで、例えば、材料を構成する砂の電気伝導度を σ_1 、粘土の電気伝導度を σ_2 、粘土含有率を C とすると、Hashin-Shtrikman の上限、下限式はそれぞれ下式のよう表せる。

$$\sigma_+ = \sigma_1 \left[1 - \frac{3(1-C)\Delta\sigma}{3\sigma_1 - C\Delta\sigma} \right] \quad (2.38)$$

$$\sigma_- = \sigma_2 \left[1 + \frac{3C\Delta\sigma}{3\sigma_2 - (1-C)\Delta\sigma} \right] \quad (2.39)$$

ただし、 $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$ である。

第3章 「ロックフィジックスデジタルライブラリー」－地盤物性に関する知識ベース

3. 1 緒言

物理探査データの解釈に適した地盤物性モデルを構築するためには、調査地で取得された探査物性以外に、対象とする地盤を構成する土や岩石の間隙率や密度等の基礎物性、さらには必要とする工学量（力学特性や水理特性）に関するキャリブレーションデータが必要である。一般にこれらのキャリブレーションデータは、調査地の探査測線付近で実施されるボーリング調査で得られる場合が多い。そのため、調査計画段階でキャリブレーションデータ取得のためのボーリング調査を計画するのが望ましいが、経済的、時間的な理由からそれらのキャリブレーションデータを取得することができない場合も多い。そのような場合には、調査地と類似の地質・土質条件のサイトで得られた既往データも援用してモデル化を行う必要がある。一般にこのような既往データを入手するためには関連機関の公開データや関連文献等を検索する必要があるが、物理モデルの構築に適した一般に公開されたデータベースはない。そこで、本研究では公開されたデータや文献を検索し、物理モデルの構築に適したデータを収集、整理した。また、同時に関連文献や既往モデルの情報もデータベースに収録し、データだけでなく関連知識を集約した知識ベースを構築した。物理探査データの解釈において最も広く利用されているロックフィジックスに関連する文献やデータが最も多いので、ここではこの知識ベースを「ロックフィジックスデジタルライブラリー (RPDL)」と呼ぶこととした。

地盤工学分野で利用される地盤物性データは、主にボーリングコアの室内試験や検層によって得られる。そこで、ここでも国内の室内試験と検層データに関わる文献や資料、インターネット公開情報などを調査し、研究に利用可能なデータを入手した。以下に、本研究で作成した「ロックフィジックスデジタルライブラリー」について述べる。

3. 2 デジタルライブラリーの内容

「ロックフィジックスデジタルライブラリー (RPDL と略す)」は、次のカテゴリから構成されている。

- ・ 室内試験データ
- ・ 検層データ
- ・ 既往物性相関図一覧表
- ・ 物理モデル構築のためのガイド
- ・ 文献リスト

図 3.1 に RPDL の全体構成を、図 3.2 にデータベースのポータル画面を示す。収録した室内試験と検層データの数量を表 3.1 に示す。

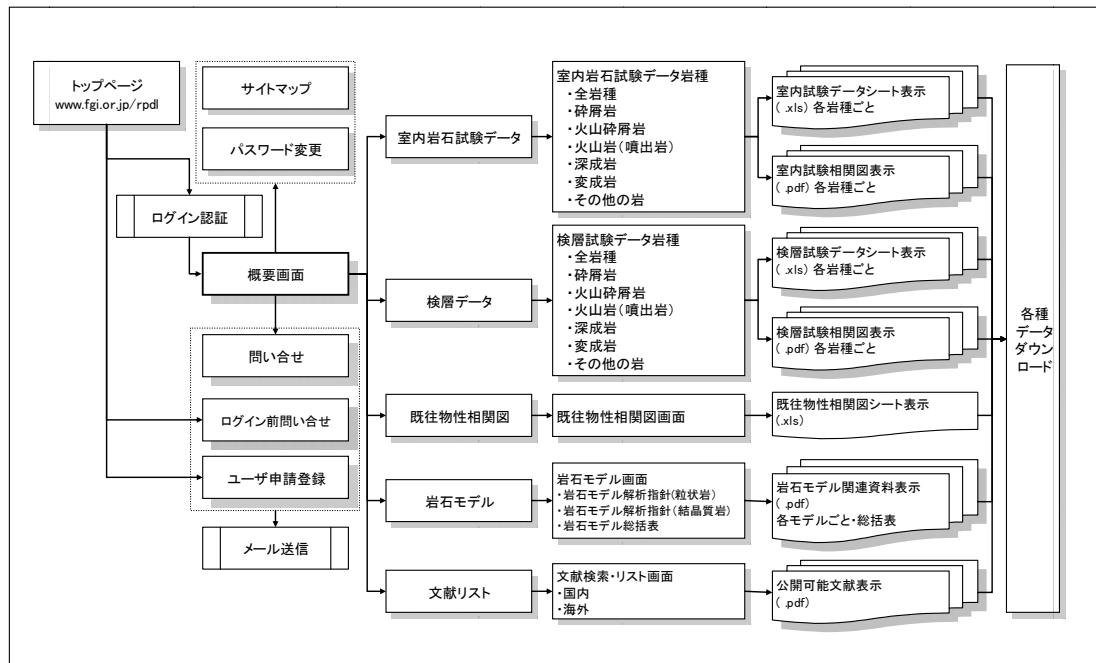


図 3.1 RPDL の全体構成



図 3.2 RPDL のポータル画面

表 3.1 RPDL 収録データ数

岩種	データ件数	
	室内岩石試験	検層
砕屑岩	4389	792
火山砕屑岩	4851	2630
火山岩	4666	7008
深成岩	2279	13741
変成岩	391	0
その他の岩	293	0
全岩種(合計)	16869	24171

3. 2. 1 室内試験データ

国内外で実施された主に岩石の室内試験データを収集した。岩種（岩相）、深度（または深度相当の拘束圧）、超音波速度測定で得られた P 波、S 波速度（同時に検層データが

得られている場合は、検層による P 波、S 波速度も記載した)、密度 (自然、乾燥、湿潤状態を区別)、間隙率 (有効間隙率)、飽和度 (水の飽和度)、含水比、強度 (一軸圧縮強さ、せん断強度)、変形係数 (初期接線係数 (E0) と割線係数(E50))、粒度組成 (礫、砂、シルト、粘土の組成)、データの品質 (データの出席、取得条件、質の 3 つが全て揃っている場合には A、そのうちの 1 つでも欠けている場合には B と設定) を、収録した。

データベース化した室内試験データの一覧を表 3.2 に、データベースのデータの一例として表 3.3 に示す。また、収集したデータの物性間の関係図を図 3.3 に示す。

表 3.2 RPDL 収録室内試験データの一覧表

データ 識別 コード	岩種 (岩相)	深度	Vp		Vs		密度			間隙率	飽和度	含水比	強度		変形係数		粒度組成				品質
			超音波	検層	超音波	検層	自然	乾燥	湿潤				一軸	せん断	E0	E50	礫	砂	シルト	粘土	
Hps	泥岩		○		○		○	○	○	○											B
It1	砂質シルト岩	○						○	○	○	○						○	○	○	○	A
It2	砂質シルト岩 (砂質泥岩)	○															○	○	○	○	A
Jnc	第三紀堆積岩	△	○		○		○	○	○	○		○	○			○					B
HScmt	斑状花崗岩 (広島型花崗)	○	○	○	○	○			○	○	○	○									B
HSsrv	花崗岩 (アダムロ岩)	○		○		○			○	○	○					○					B
THK	砂岩		○		○		○	○	○	○		○				○					B
JRR	安山岩		○		○		○	△	△	△	△	△	○	△		△					B
NKG	砂岩 石灰岩		△				△			△			二軸の 拘束圧 は最大			○					B
SEGJ	砂岩 凝灰岩	○	○		○		△	△	△	△		△									B
Kogre	石灰岩		○					○		○		○				○					A
Han	砂岩	拘束圧	○		○				○	○							粘土含有量				A
Blangy	砂岩	拘束圧	○		○				○	○											A
Fortin	砂岩	拘束圧	○		○					○											A
Rogen	チャーク	拘束圧	○		○					○	○										A

○:データあり
△:一部データあり

データの品質	A	高い
	B	一部低いものを含

表 3.3 RPDL 収録室内試験データの一例

データ 識別 コード	岩種 (岩相)	深度 m	Vp		Vs		密度			間隙率 %	飽和度 %	含水比 %	強度		変形係数		粒度組成				備考
			超音波	検層	超音波	検層	自然	乾燥	湿潤				一軸	せん断	E0	E50	礫	砂	シルト	粘土	
			km/s	km/s	km/s	km/s	kg/m ³	kg/m ³	kg/m ³				MPa	MPa	MPa	MPa	%				
THK	流紋岩		3.750		2.090		2180	2130	2220	8.3			108.7			20201.7					
THK	流紋岩		4.330		2.370		2460	2450	2510	5.7			171.5			35303.9					
THK	流紋岩						2620	2600	2630	2.2			298.1			53446.2					
THK	石英粗面岩		2.600		1.680		2300	2280	2390	11.5			136.8			24026.3					
THK	石英粗面岩		5.050		2.880		2550	2520	2560	4.8			240.3			42266.7					
THK	石英粗面岩		4.520		2.560		2500	2480	2570	7.1			124.5			42953.1					
THK	安山岩		3.430		2.280		2410	2290	2420	13.8			87.7			19123.0					
THK	安山岩		5.130		2.800		2940	2930	2940	1.1			182.9			48641.0					
THK	安山岩		5.270		2.950		2840	2820	2820	0.4			320.7			53544.3					
THK	安山岩		4.470		2.380		2600	2570	2610	3.9			162.1			38344.0					
THK	安山岩		2.700		1.800		2690	2590	2630	4.8			145.8			17848.1					
THK	安山岩		4.240		2.450		2570	2520	2690	7.0			184.7			28145.1					
THK	安山岩		4.230		2.420		2580	2520	2590	7.0			165.3			28537.4					
THK	安山岩		4.310		2.420		2600	2550	2610	5.6			231.8			32165.8					
THK	安山岩		4.670		2.513		2690	2690	2710	2.2			220.2			32850.3					

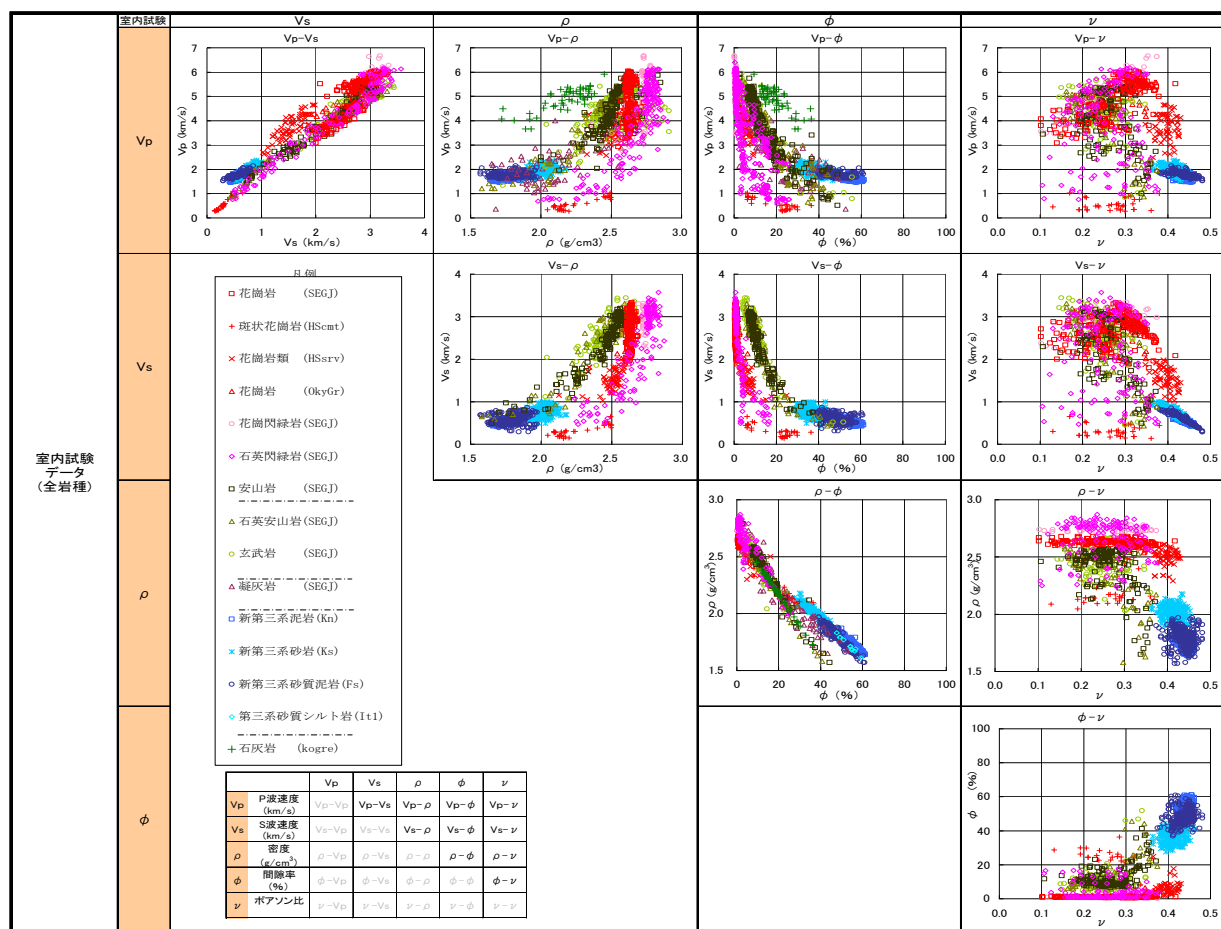


図 3.3 RPDL 収録室内試験データの相関図

3. 2. 2 検層データ

国内で実施された各種地盤での検層データを収集した。岩種（岩相）、深度、音波検層またはサスペンション P S 検層による P 波、S 波速度、比抵抗（原則、ノルマル検層による電極間隔 25、50、100cm の値）、密度（密度検層計測値からの換算密度）、自然放射能計測値（カウント数）、中性子間隙率、孔径（キャリパー検層）の生データと、計測値から計算される M（P 波弾性率）、G（剛性率）、ポアソン比、間隙率（密度、比抵抗から計算）、粘土含有率（自然放射能検層測定値から計算）、データの品質を合わせて収録した。

データベースに収録したデータの一覧を表 3.4 に、データベースのデータの一部を例として、表 3.5 に示す。収集した検層データの物性間の関係図を図 3.4 に示す。

表 3.4 RPDL 収録検層データの一覧表

データ識別コード	岩種 (岩相)	深度	測定値										計算値					品質
			Vp	Vs	比抵抗			密度	自然放射能	中性子 間隙率	孔径	M	G	ポアソン比	間隙率 (密度)	間隙率 (比抵抗)	粘土含有量 (自然放射能)	
					25cm	50cm	100cm											
It	砂質シルト岩	○	○	○	○(LLS,LLD)			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
HDR	花崗閃緑岩火山礫	○	○	○	○(Rt)			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
Hslog	花崗岩(アタモロ岩)	○	○	○	○(Rt)			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	B
TskGr	花崗岩	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
YmnTsC	凝灰質砂岩(破砕)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	B
OtrAn	安山岩	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
OtrTb	凝灰角礫岩	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
SzkNSs	砂岩	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
SzkNcg	細礫岩	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	A
○: データあり																		
データの品質														A	高い			
														B	一部低いものを含			

表 3.5 RPDL 収録検層データの一例

データ 識別 コード	岩種 (岩相)	深度	測定値										計算値						備考(文献など)
			Vp	Vs	比抵抗			密度	自然 放射能	中性子 間隙率	孔径	M	G	ポアソン比	間隙率 (密度)	間隙率 比抵抗	土含有 比放射		
					25cm	50cm	100cm											%	
		m	km/s	km/s				kg/m ³	CPS	%	mm	GPa	GPa					%	
SzkNSs	細粒砂岩	57.5	2.780	0.880	66	69	68	2490	0.78		118.7	19.2	1.9	0.444	12.35		24.14	鉱物密度2.7	
SzkNSs	細粒砂岩	58.5	2.570	0.590	57	63	62	2500	2.49		124.4	16.5	0.9	0.472	11.76		77.74		
SzkNSs	細粒砂岩	59.5	2.780	0.750	68	62	53	2520	1.09		124.3	19.5	1.4	0.461	10.59		33.86		
SzkNSs	細粒砂岩	60.5	2.860	0.910	48	53	58	2520	0.58		119.4	20.6	2.1	0.444	10.59		17.87		
SzkNSs	細粒砂岩	61.5	2.230	0.930	48	54	58	2570	1.66		78.2	12.8	2.2	0.395	7.65		51.72		
SzkNSs	細粒砂岩	62.5	2.440	0.940	69	67	65	2520	3.1		92	15.0	2.2	0.413	10.59		96.87		
SzkNSs	細粒砂岩	63.5	2.130	0.930	75	70	66	2530	1.53		79.4	11.5	2.2	0.382	10.00		47.65		
SzkNSs	細粒砂岩	64.5	2.560	0.810	73	73	71	2530	2.06		75.2	16.6	1.7	0.444	10.00		64.26		
SzkNSs	細粒砂岩	65.5	3.230	0.920	93	81	71	2520	1.02		75.4	26.3	2.1	0.456	10.59		31.66		
SzkNSs	細粒砂岩	66.5	2.330	0.890	84	73	71	2510	2.32		74.4	13.6	2.0	0.415	11.18		72.41		
SzkNSs	細粒砂岩	67.5	2.280	1.080	96	87	83	2530	1.47		70.9	13.2	3.0	0.355	10.00		45.77		
SzkNSs	細粒砂岩	68.5	2.620	1.060	128	112	93	2530	2.27		69.2	17.4	2.8	0.402	10.00		70.85		

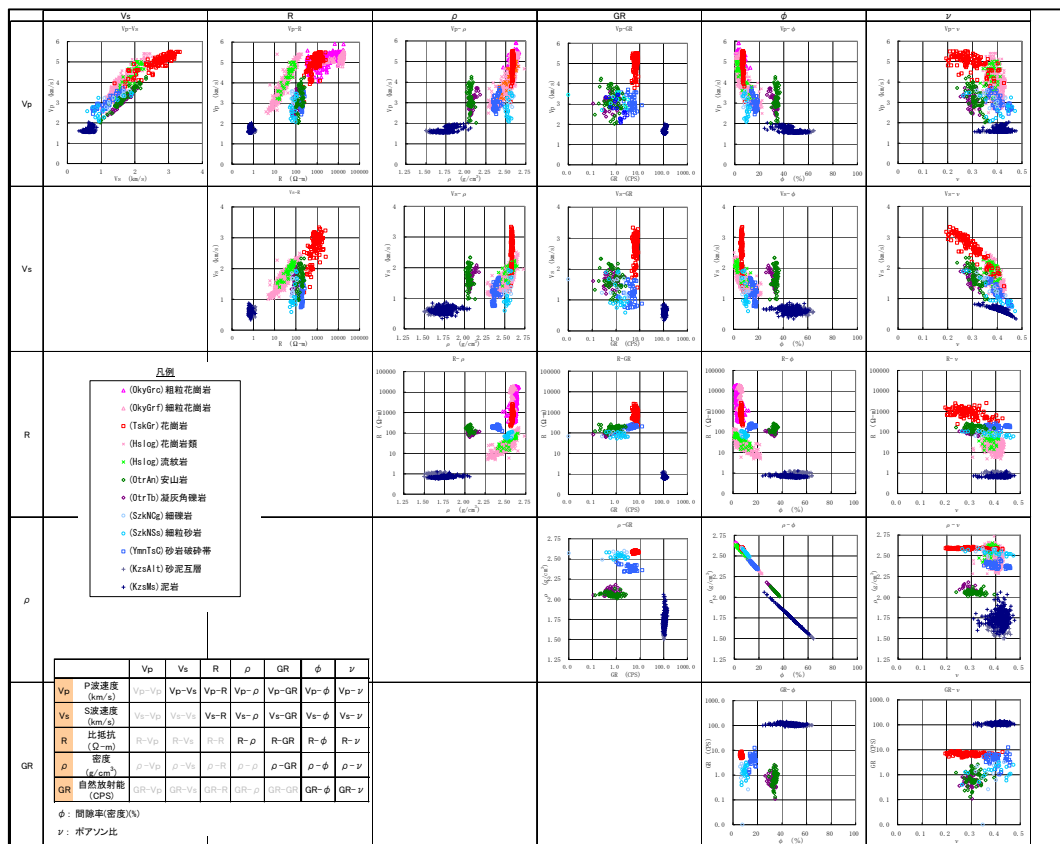


図 3.4 RPDL 収録検層データの相関図

3. 2. 3 既往物性相関図一覧表

地盤物性の間の相互関係についてはこれまでに多くの経験式や実験式として、あるいは相関図として公表されている。これらの代表的なものについて掲載されている文献のリストを収録している。また、物理モデルを検討する上で必要な鉱物・岩石の基本物性が掲載されている文献のリストも収録した。

3. 2. 4 物理モデル構築のためのガイド

各種物性データを用いて物理モデルを構築する上で役立つロックフィジックス分野で提案されている物理モデルの一覧表（物理モデル総括表）と、物理モデル解析指針（NEDO、2006 参照）を収録した。物理モデル総括表には、これまでに提案されている物理モデルと経験式（実験式）の概要および参考にするべき文献を掲載した。物理モデル解析指針には、ロックフィジックス分野で利用されている粒状媒質モデル（コンタクトモデル：未固結砂岩モデルや砂質頁岩モデル等）とインクルージョンモデルの 2 種類について室内試験や検層データをもとに対象とする地盤のモデルを構築するための具体的な手順等を記載した。

3. 2. 5 文献リスト

ロックフィジックス分野での研究や適用事例を中心に、国内外の関連文献・資料から、特に重要な文献 275 編を選びリストとして掲載した。可能な文献については本ライブラリーから直接ダウンロードできるようにした。

第4章 複数の物理探査データを利用した土質地盤の土質構成の推定

4. 1 諸言

河川堤防の安全性評価や地震による地盤の液状化判定等を行う場合、対象とする地盤の土質構成を把握する必要がある。通常、調査地においてボーリングを行い、コア観察を通じて土質構成を把握するのが一般的である。しかしながら、堤防のように長大な構造物の場合、あるいは広範な地盤の液状化を判定する場合には多数のボーリング孔を掘削する必要があるが、時間やコストの制約から数量が制約され、結果としてその推定精度が低下する場合がある。このような場合、非破壊的に広範囲の地下構造を把握することが可能な物理探査をボーリング調査と組合せて実施し、土質構成を推定することができれば効果的な調査を行うことができる。

そこで、ここでは物理探査データに物理モデルを適用し、粒状媒質である土質地盤の土質構成を推定する手法について検討し、実データへの適用を通してその評価を行った。

4. 2 土質構成の推定法

土質構成を推定する問題は、対象とする土を粒径の大きい砂質土と小さい粘性土から構成される粒状媒質と仮定し、そこで取得された物理探査データに物理モデルを適用してその平均的な粒度分布を推定する問題として取り扱う。2.3.1 項あるいは 2.3.2 項で述べたように、ロックフィジックス分野で提案されている物理モデルの中では、小さい粒子である粘性土の割合を粘土含有率として表し、その量比により弾性波特性や比抵抗の変化を表現することができる。図 4.1 に推定の流れを示す。

例えば、弾性波速度のような弾性波特性が粘土含有率によって変化するモデルとして、2.3.1 項で述べた未固結砂岩モデルがある。弾性波速度に未固結砂岩モデルを適用して土質地盤の粘土含有率を推定する。その際、モデル化に必要な間隙率の推定に、2.3.2 項で述べた電気探査や検層で得られる比抵抗を利用したアーチの式あるいはアーチの式を拡張した並列回路モデルを利用する。対象とする土質地盤が飽和地盤か不飽和地盤かによって探査物性に変化する。弾性波速度については飽和・不飽和の影響を受けにくい S 波速度を利用するのが有効であり、比抵抗については飽和地盤についてはアーチの式をベースに、不飽和地盤については並列回路モデルをベースにモデルを構築することができる。

本章では、2.3.1 項と 2.3.2 項で述べた弾性波特性と比抵抗のモデルを土質地盤で得られた物理探査や検層データに適用し、土質構成を推定し、実際の観察結果との比較を通じてその適用性を評価した。

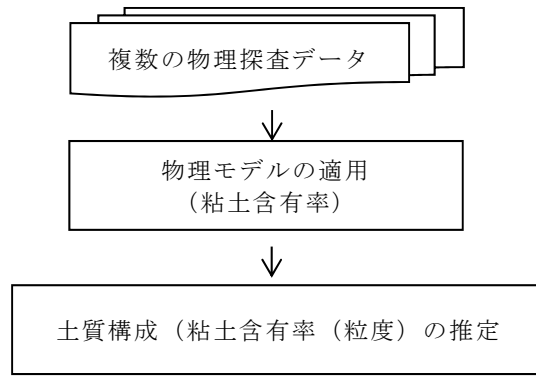


図 4.1 土質構成推定の流れ

4. 3 飽和土質地盤への適用

4. 3. 1 使用データ

飽和土質地盤の例として、洪積台地に位置するボーリング孔で取得された検層データを用いた（小西・小林、2005）。使用した検層データは、サスペンションP S検層によるS波速度、密度検層による密度、インダクション検層による比抵抗である。図 4.2 に深度方向のサンプリングを1 m間隔で表示した検層記録をボーリング柱状図とともに示す。柱状図の凡例のうち、Cは粘土層、GF・SFは砂・砂礫層を表す。砂・砂礫層の中でS波速度が急増する部分が砂礫に対応すると推定される。検層データは全て地下水位 10m 以深で取得されており、飽和土質地盤のデータとみなしてよいと考えられる。

物理モデルの解析に必要な間隙率は、密度値と比抵抗値から夫々独立に求め比較した。密度値からの推定では、粒子密度、間隙水の密度をそれぞれ 2.65g/cm^3 と 1.0g/cm^3 仮定し、 $\text{間隙率} = (2.65 - \text{測定密度}) / 1.65$ から求めた。比抵抗値からの推定では、実データにアーチの式を適用した結果適合度が高かったため、ここではアーチの式により推定した（具体的にはアーチの式で回帰係数を求めた）。計算結果を図 4.3 に示す。深度 70m~80m の区間で若干の違いがみられるものの両データからの推定結果がほぼ一致することからその信頼性は高いと考え、以下の計算では比抵抗から推定した間隙率を用いた。

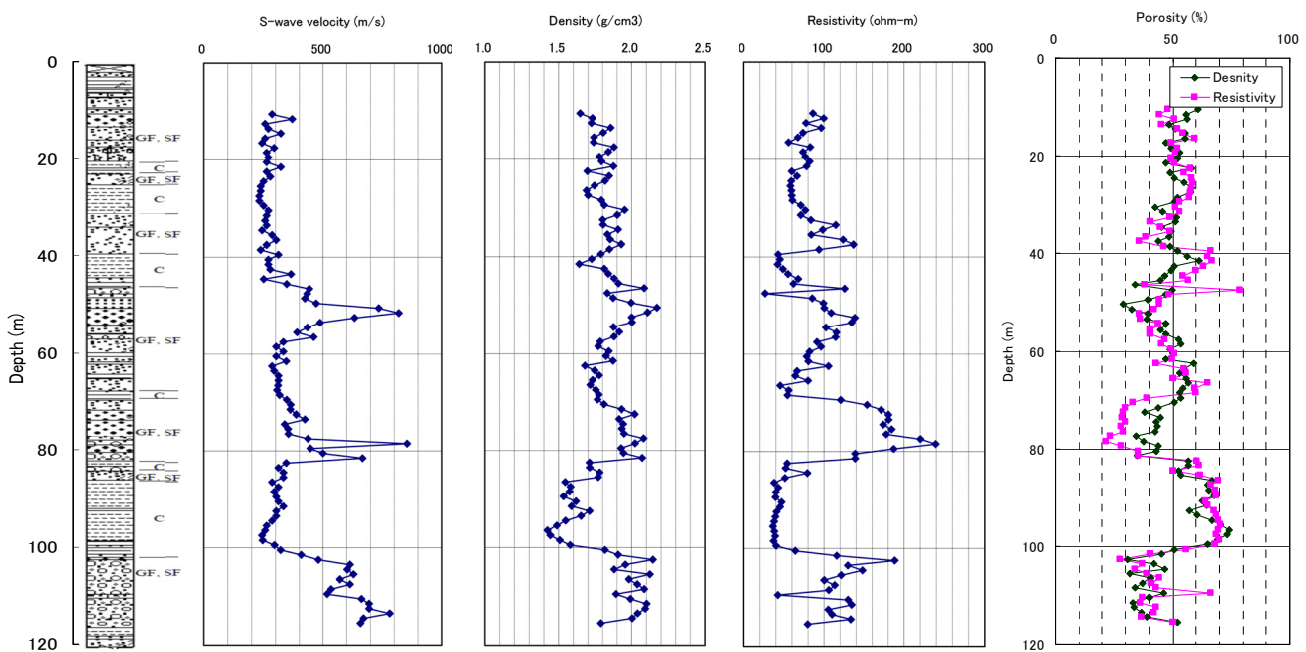


図 4.2 モデル化に使用した検層データ
(左から順に、土質柱状図、S波速度、密度、比抵抗)

図 4.3 推定間隙率
(黒：密度、赤：比抵抗)

4. 3. 2 土質構成の推定

図 4.4 に、測定された S 波速度と比抵抗から計算された間隙率の相関図を示す。実測データは、ボーリングコア観察の結果確認された土質分類に従い色分けした（赤：砂礫、茶：砂、青：粘土）。このデータを説明するために 2.3.1 項で述べた未固結砂岩モデルを用いた。異なる 4 つの粘土含有率（0、30、60、100%）に対して計算した結果を図中に示す。計算に使用したモデルパラメータを表 4.1 に示す。ここで使用した粘土や砂（石英）の物性値は、Mavko et al. (2009) に掲載されている値を参考にして選定した。粘土の臨界間隙率を実測値の最大値を考慮して 0.8 とした。粒子間の接触数を表す配位数は、間隙率と配位数の関係を表す経験式 (Mavko et al., 2009) を参考に 5 とした。

この結果を見ると、実測粒径とモデル予測値の関係が整合的であることがわかる。つまり、この結果から、砂礫と砂・粘土とは S 波速度と間隙率の関係から区分できることがわかる。しかしながら、砂と粘土の区分が難しい。そこで、アーチの式を用いて間隙率を比抵抗に変換し、S 波速度との関係をプロットしたものが図 4.5 である。この結果、より低比抵抗の粘土が砂と区分されていることがわかる。この関係図を用いると、S 波速度と比抵抗値を与えると土質区分、つまり砂礫、砂、粘土の区分ができることがわかる（図中の長円領域で示す）。そこで、この図に従って検層で得られた S 波速度と比抵抗値から土質区分を行った結果を図 4.6 に示す。実際の土質に対応する区分がほぼ得られていることがわかる。

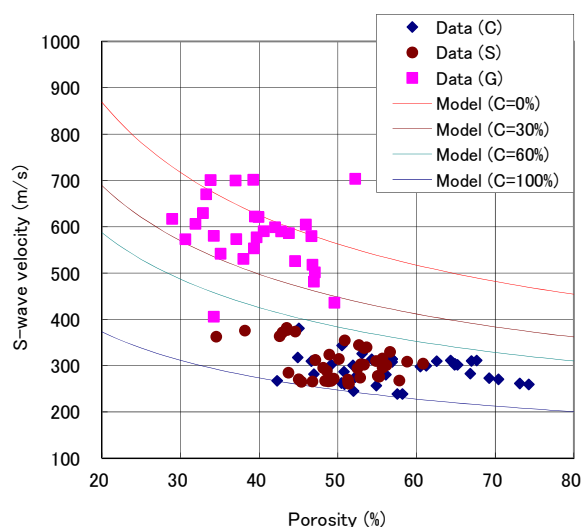


図 4.4 S 波速度と間隙率の関係
（点：実測データ、実線：モデル計算値（粘土含有率 C=0,30,60,100%に対応する 4 本））

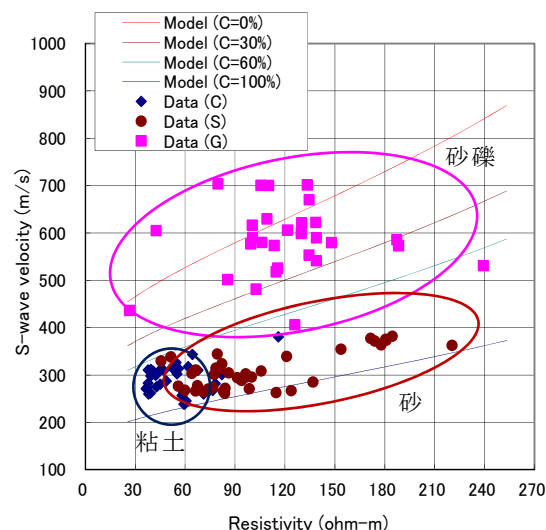


図 4.5 S 波速度と比抵抗の関係
（点：実測データ、実線：モデル計算値（粘土含有率 C=0,30,60,100%に対応する 4 本））

表 4.1 モデル計算に使用したパラメータ

n	5	Coordination number
ϕ_c	0.8	Critical porosity
ν_{clay}	0.35	Poisson's ratio of clay
K_{clay}	21.0GPa	Bulk modulus of clay
G_{clay}	3.0GPa	Shear modulus of clay
K_{sand}	36.6GPa	Bulk modulus of Quartz
G_{sand}	45.0GPa	Shear modulus of Quartz

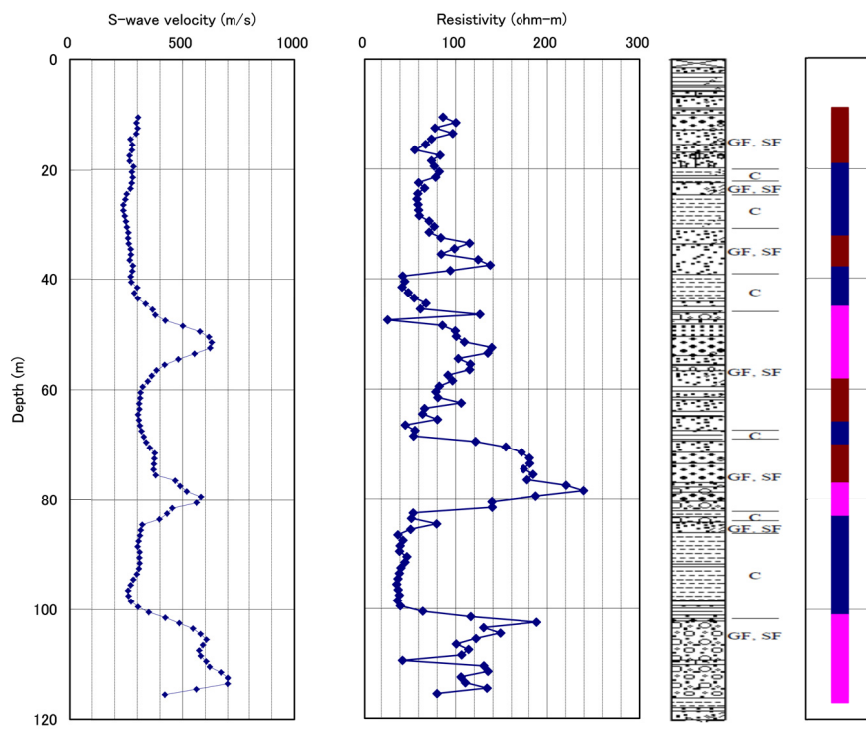


図 4.6 推定土質柱状図（右端）（赤：砂礫、茶：砂、青：粘土）と実測柱状図の比較
柱状図推定に使用した検層結果（右：S波速度、左：比抵抗）も示す。

4.4 不飽和土質地盤（河川堤防）への適用例（その1）

4.4.1 使用データ

不飽和土質地盤の例として、ここでは河川堤防を取り上げ、堤防調査のために実施された物理探査データを用いる。

モデル化に当たっては、調査で実施されたR I（ラジオアイソトープ）コーン貫入試験で取得されたデータを用いた。R Iコーン貫入試験は、電気式静的コーンである三成分コーンにR Iセンサーを組み込んだプローブを組み合わせ、先端抵抗、周面摩擦、間隙水圧と同時に地盤の密度を測定する(三成分+R I 密度計)コーンプローブと、地盤の水分量を測定するR I 水分計コーンプローブの貫入を、専用の貫入車を用いて行う静的貫入試験である（三村・吉村、2007）。先端抵抗値からN値相当値に換算することができるとともに、湿潤密度と含水比を同時に測定でき、間隙比（間隙率）も求めることができる。

この調査地では、堤体および基礎地盤の力学的、水理学的特性を把握するために、堤防上の4箇所深度15m程度のR Iコーン貫入試験が実施された。同じ堤防上で別途実施されたボーリング調査により、堤体は不飽和の粘性土質砂礫、粘性土質砂および砂質土から構成されていることが確認されている。さらに、本堤防上では、縦断方向に表面波法地震探査と牽引式電気探査、横断方向に屈折法地震探査（屈折トモグラフィ）と3次元電気探査が実施され、S波速度と比抵抗の詳細なデータが得られている。図4.7に測線配置図（推定土質断面図も合わせて示す）と堤防全景を示す。これらの試験と探査の詳細については、山本ほか（2008）を参照されたい。ここでは、不飽和の土質地盤としてこの堤体で実施されたR Iコーン貫入試験による換算N値、密度、間隙比（間隙率）および地震探査によるS波速度、電気探査による比抵抗値を利用して、堤体の土質構成の推定を試みた。

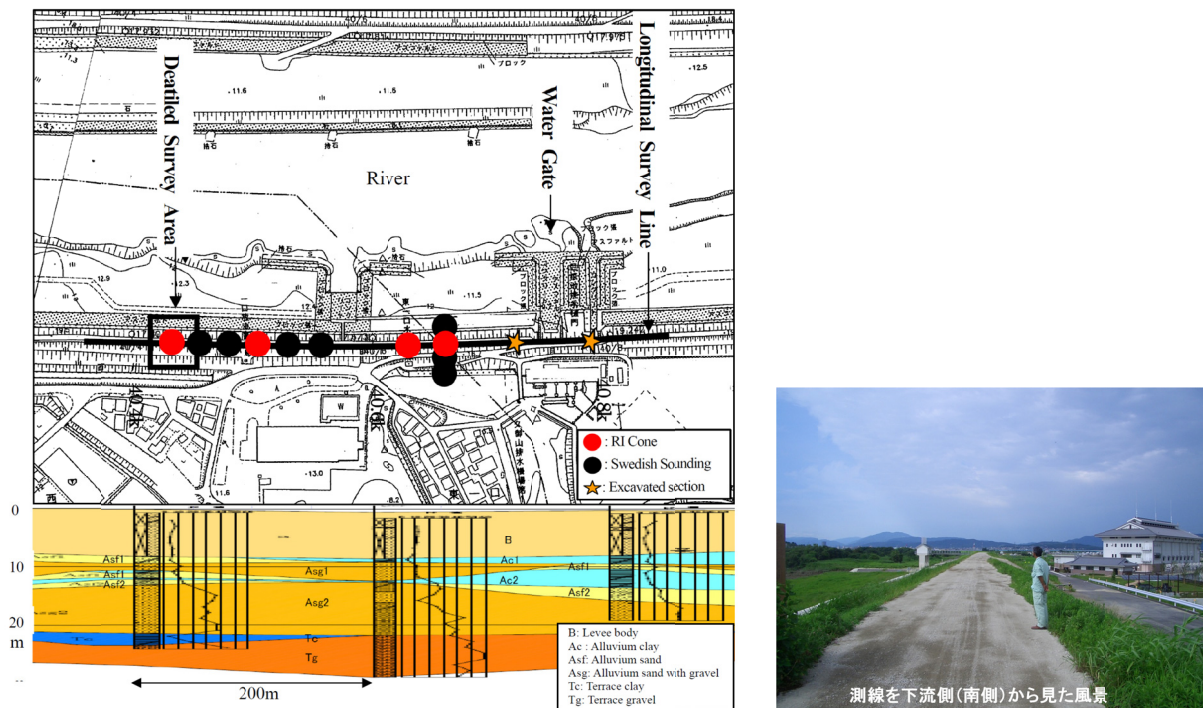


図 4.7 河川堤防上に配置した測線・測点位置（左）と堤防全景（右）
 （赤点：RI コーン測定点、黒点：スウェーデン式サウンディング地点、星印：開削地点）

4. 4. 2 土質構成の推定

モデル解析では、まず R I コーン貫入試験で得られた換算 N 値と間隙率を基礎データとして、力学的なモデル解析を行った。図 4.8 に、解析に使用した換算 N 値と間隙率の堤体内の深度分布を示す。堤体上部 2 m は人工的に締め固めが行われていたため、深度 2 m 以深から堤体下面にあたる深度約 9 m までのデータを使用した。図からわかるとおり、深度 2 m から 5 m の区間とそれ以深で堤体の物性が変化している。次に、R I コーン貫入試験地点での地震探査による S 波速度と換算 N 値の相関（図 4.9）をもとに、換算 N 値を S 波速度に変換し、S 波速度と間隙率との関係を求めた。その結果を図 4.10 に示す。図では、4 箇所の R I コーン貫入試験地点毎に記号を変えてデータをプロットしている。間隙率の増加とともに S 波速度が低下する傾向が見えるが、間隙率 40～50% あたりに見られるように、同一間隙率でも速度の変化の幅が大きいことがわかる。そこで、ボーリング調査で確認された 3 種類の土質分類（粘性土質砂礫、粘性土質砂、砂質土）に従って各データ点の土質の違いを表示したものが図 4.11 である。この相関図をみると、S 波速度 200m/s 前後を境に粘性土質砂と砂質土が区分できそうなことがわかる。従来は、このような相関図に現われる特徴から土質分類が行われている（例えば、田中ほか、2007）。

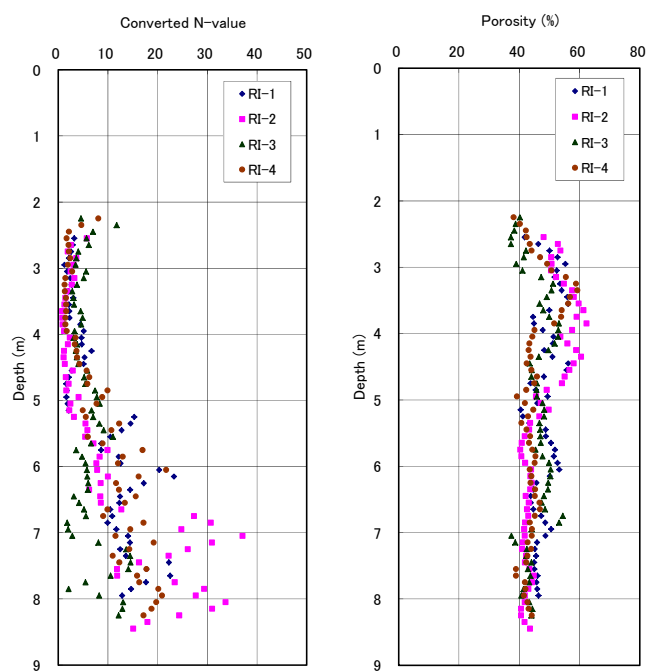


図 4.8 RI コーンによる換算 N 値 (左) と間隙率 (右)

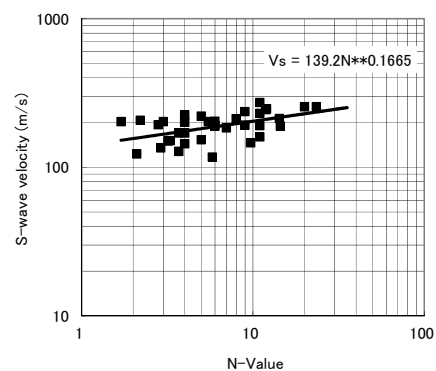


図 4.9 換算 N 値と S 波速度の関係

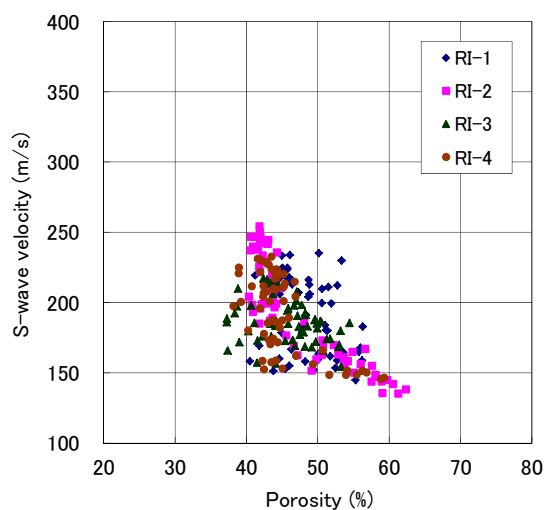


図 4.10 S 波速度と間隙率の関係
(RI コーン測定地点別)

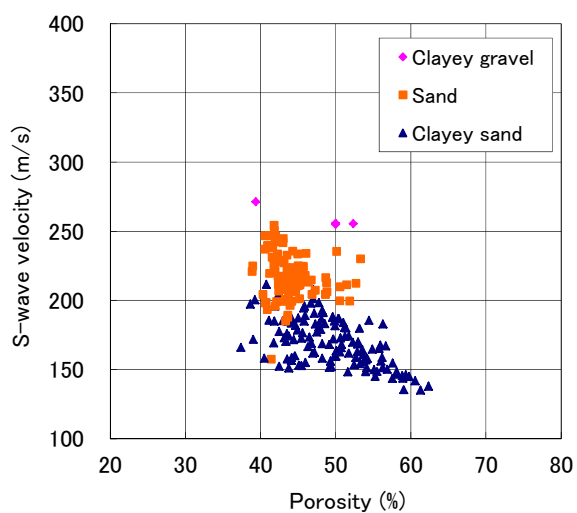


図 4.11 S 波速度と間隙率の関係
(土質別)

このデータに未固結砂岩モデルを適用した。図 4.12 は、図 4.10 に示す S 波速度と間隙率の関係図に、モデルによる計算値を重ねた結果である。ここでも、4 種類の粘土含有率（0、30、60、100%）に対する計算値を示している。計算に使用したモデルパラメータを表 4.2 に示すが、飽和地盤で使ったモデルパラメータ（表 4.1）のうち粘土の剛性率を、不飽和を考慮して大きくしている（3→7GPa）点以外は同じ値を用いている。この結果をみると、粘性土質砂礫は粘土含有率が 0%未満、砂質土は 0-60%、粘性土質砂は 30-100% の計算値の範囲に分布し、モデルと実測粒度（砂礫、砂、粘土）がよい一致を示していることがわかる。

R I コーンでは間隙率を推定できるが堤防全体の間隙率を推定することは難しいので、ここでも間隙率と比抵抗の関係モデル化した上で、比抵抗と S 波速度の関係を求めた。不飽和地盤の場合、一般にアーチの式は成立しない。図 4.13 は、R I コーン地点で得られた間隙率と堤防天端で実施された電気探査による比抵抗の関係をプロットした結果であるが、間隙率の増加とともに比抵抗が増加していることがわかる。これは、間隙中を比抵抗の大きい空気が占めるためと考えられる。このような比抵抗と間隙率をモデル化する場合、上述した並列回路モデルが利用できるが、ここでは、比抵抗、間隙率とも非常に限られた範囲のデータであるため、単純な回帰直線を当てはめ、間隙率を比抵抗に変換した（図 4.13 中に回帰した直線も示す）。

その結果得られた S 波速度と比抵抗の関係図を図 4.14 に示す。図にはモデルによる計算値も示す。この関係図は、堤防上の探査で S 波速度と比抵抗が得られるとそれらの値から土質構成を推定できることを示している。

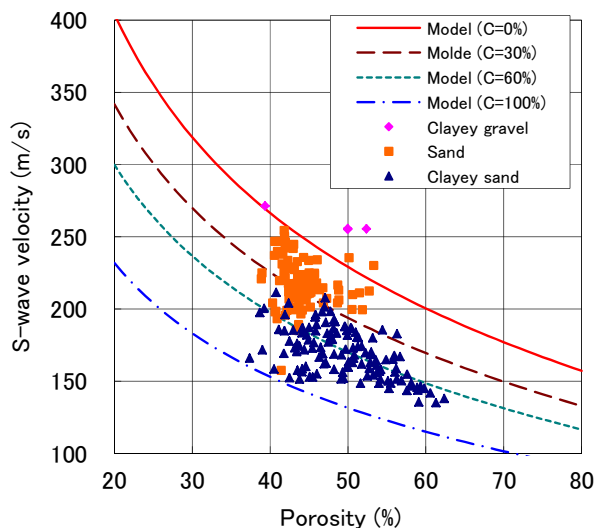


図 4.12 S 波速度と間隙率の関係
(実線：モデル計算結果、点：実測データ)

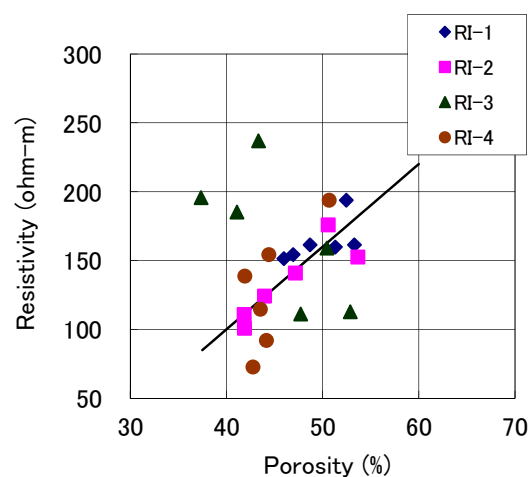


図 4.13 比抵抗と間隙率の関係
(RI コーン測定地点別)

表 4.2 モデル計算に使用したパラメータ

n	5	Coordination number
ϕ_c	0.8	Critical Porosity
ν_{clay}	0.35	Poisson's ratio of clay
K_{clay}	21.0GPa	Bulk modulus of clay
G_{clay}	7.0GPa	Shear modulus of clay
K_{sand}	36.6GPa	Bulk modulus of Quartz
G_{sand}	45.0GPa	Shear modulus of Quartz

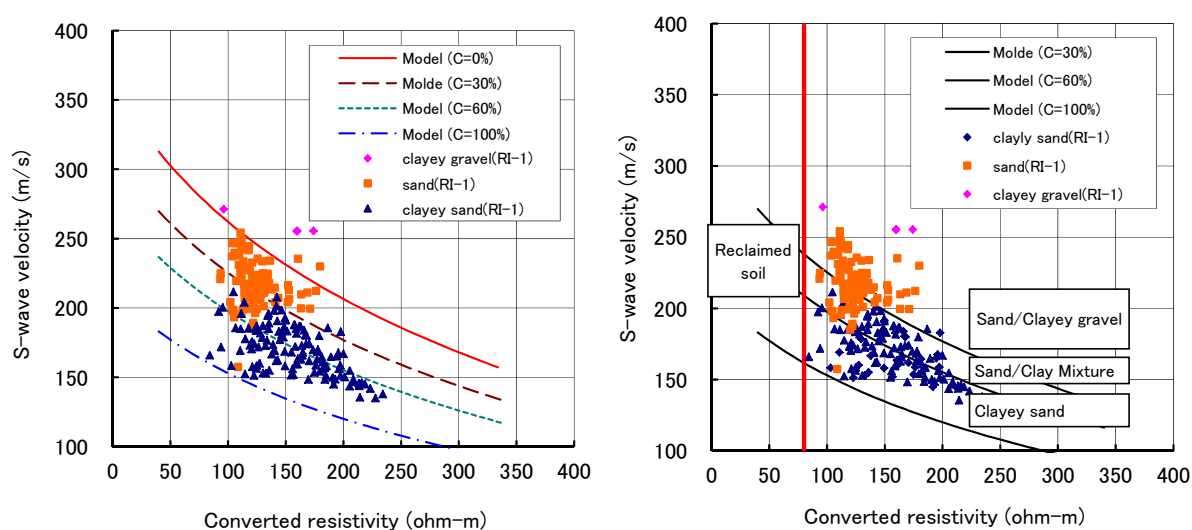


図 4.14 S 波速度と間隙率から換算した比抵抗との関係（左）とそれに基づく土質区分（右）

実際の土質区分を参考に図 4.14（右）に示すように 3 種類（粘性土質砂礫、砂質土、粘性土質砂）に土質を区分し（なお、人工的に埋め戻した土は低比抵抗を示すので、比抵抗が $80 \Omega m$ 以下はすべて埋土とした）、堤防縦断方向および横断方向で実施された弾性波探査（縦断方向は表面波探査、横断方向は屈折トモグラフィ）と電気探査（縦断は牽引式電気探査、横断は 3 次元電気探査）による S 波速度と比抵抗分布から土質構成を推定した。

図 4.15 に縦断の物理探査で得られた S 波速度と比抵抗プロファイルを示す。その 2 つの探査物性に図 4.14 に示す土質区分図を適用して推定した縦断方向の推定土質断面図を図 4.16 に示す(Takahashi and Yamamoto, 2010)。また、図 4.17 に横断の物理探査で得られた S 波速度と比抵抗プロファイルを示す。図 4.18 にそれらのデータから推定した土質断面図を示す。横断図に薄い実線で示す通り、本堤防は 3 世代の堤体履歴を有しており、それに対応して 3 種類の異なる土質構成を有している。探査結果では、粘性土質砂は低速度、低比抵抗に、粘性土質砂礫と砂質土は高速度、高比抵抗としてとらえられており、それらに対応した土質区分がなされていることがわかる。

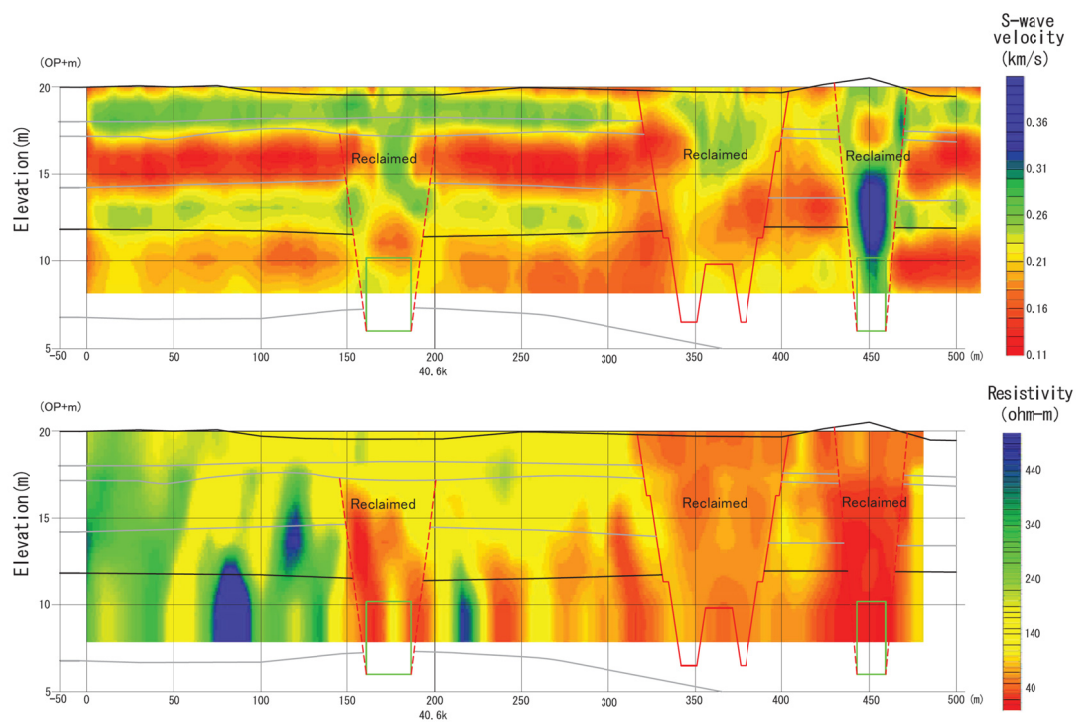


図 4.15 堤防縦断測線で得られた S 波速度（上）と比抵抗（下）分布図

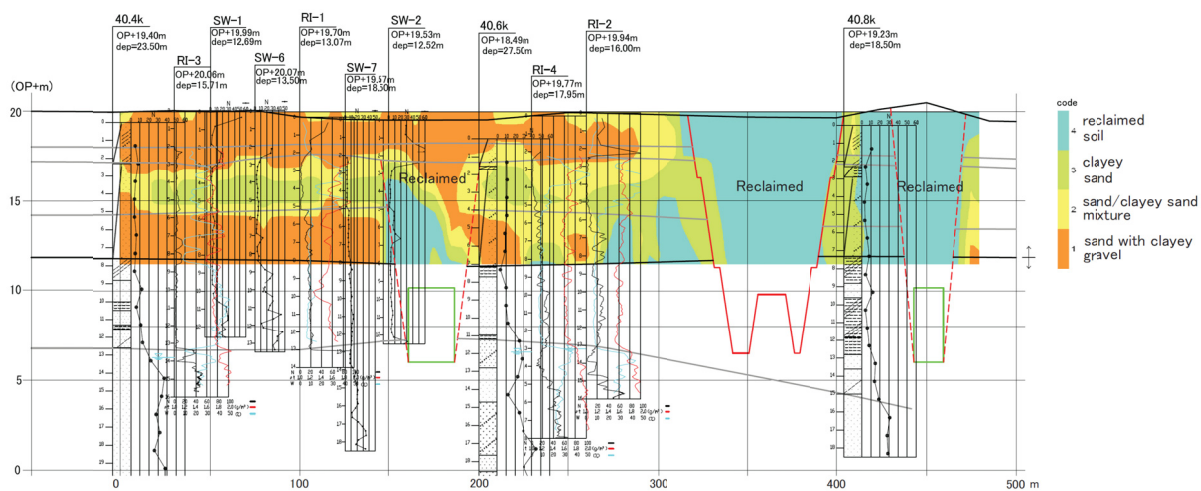


図 4.16 S 波速度と比抵抗プロファイルから推定した土質断面図（縦断面図）

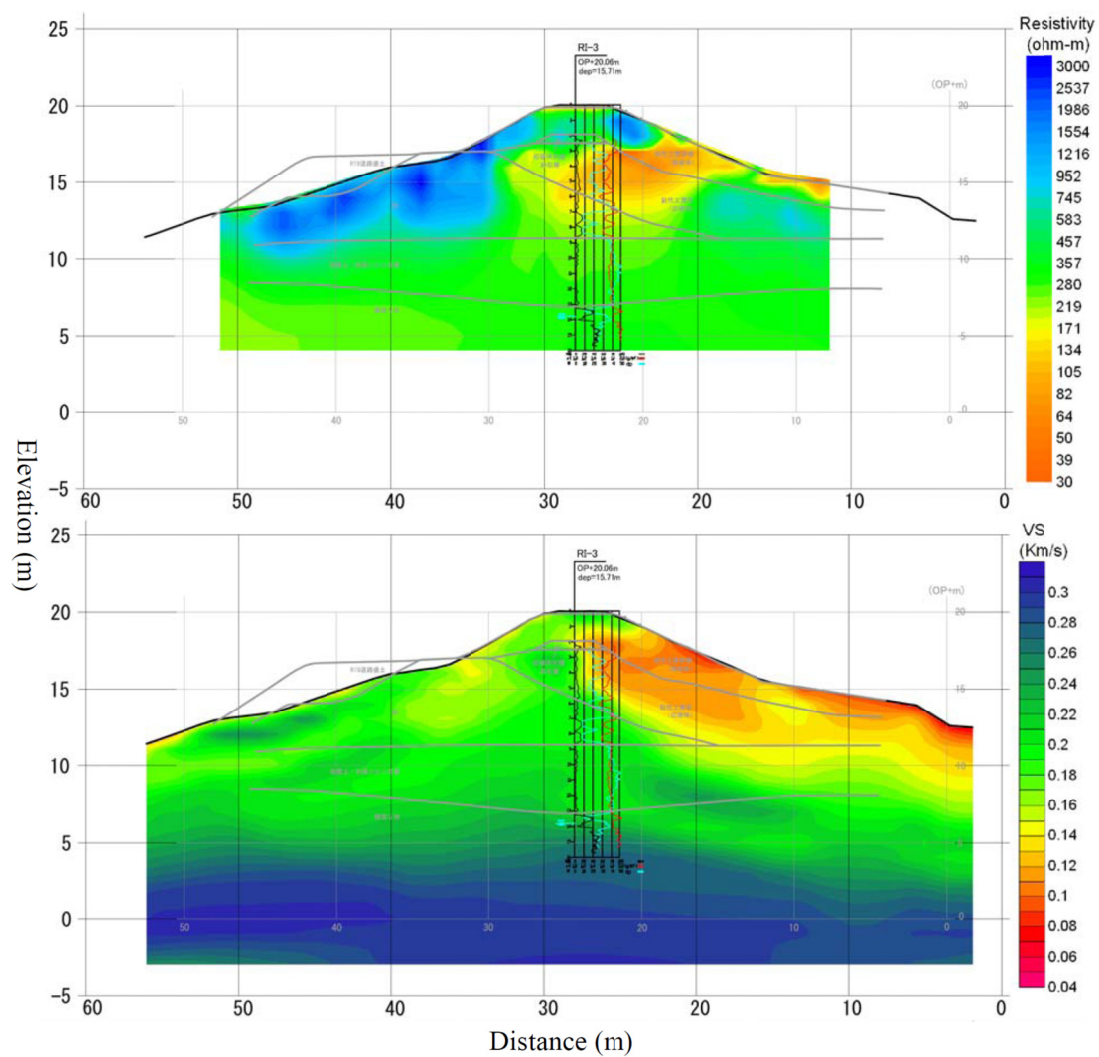


図 4.17 堤防横断測線で得られた比抵抗（上）と S 波速度（下）分布図

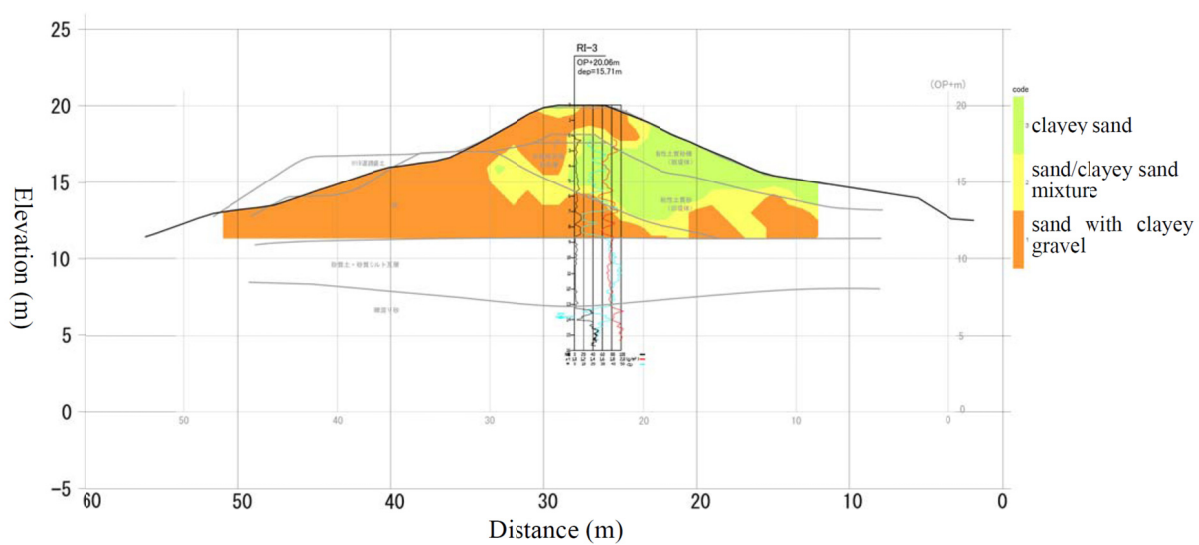


図 4.18 S 波速度と比抵抗プロファイルから推定した土質断面図（横断面図）

4.5 不飽和土質地盤（河川堤防）への適用例（その2）

4.5.1 使用データ

不飽和土質地盤の例として、もう一例、河川堤防での探査データの解釈への適用例を示す。ここでは、河川堤防の詳細調査段階を想定して実施された3次元電気探査と横断方向での弾性波トモグラフィの結果に適用した。図4.19に測線位置図と堤防全景を示す。過去に樋門開削が実施された位置から15m上流に、縦断方向に20m、横断方向に30mの測定範囲を設定した。電気探査は3次元電極配置による3次元探査、弾性波探査は、横断2側線（断面1と2）で屈折トモグラフィを実施した。

図4.20に断面1に沿って得られた堤体の比抵抗とS波速度の断面を示す。樋門開削時に得られた開削断面のスケッチ（下流側に向かった断面）も合わせて示した。堤体主要部の粘性土（茶色部）は低比抵抗、低速度、その上位の砂質土（青色部）は高比抵抗、高速度でとらえられていることがわかる。

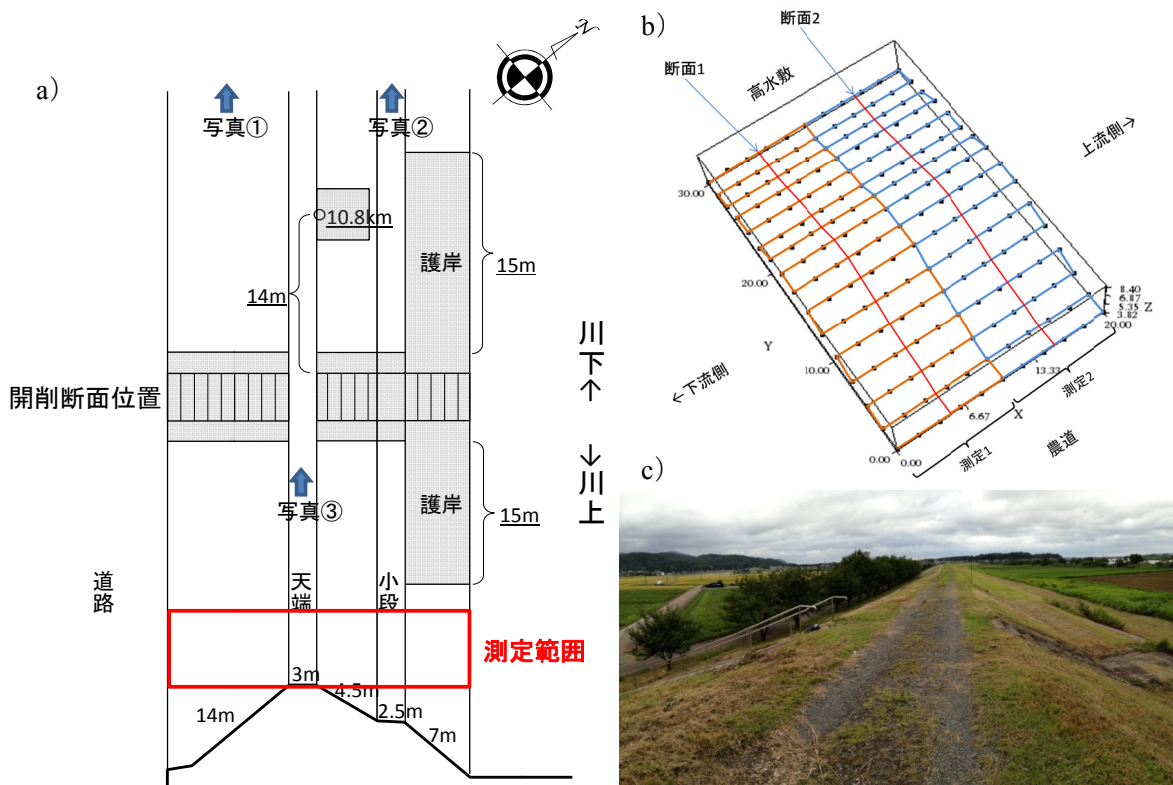


図 4.19 物理探査の測線配置図と堤防全景

a: 測線位置と開削断面位置の関係

b: 測点配置（3次元電気探査は96地点の探査を2回実施、屈折法トモグラフィは断面1と断面2で実施

c: 測線全景写真（上流側から下流側に向けて撮影

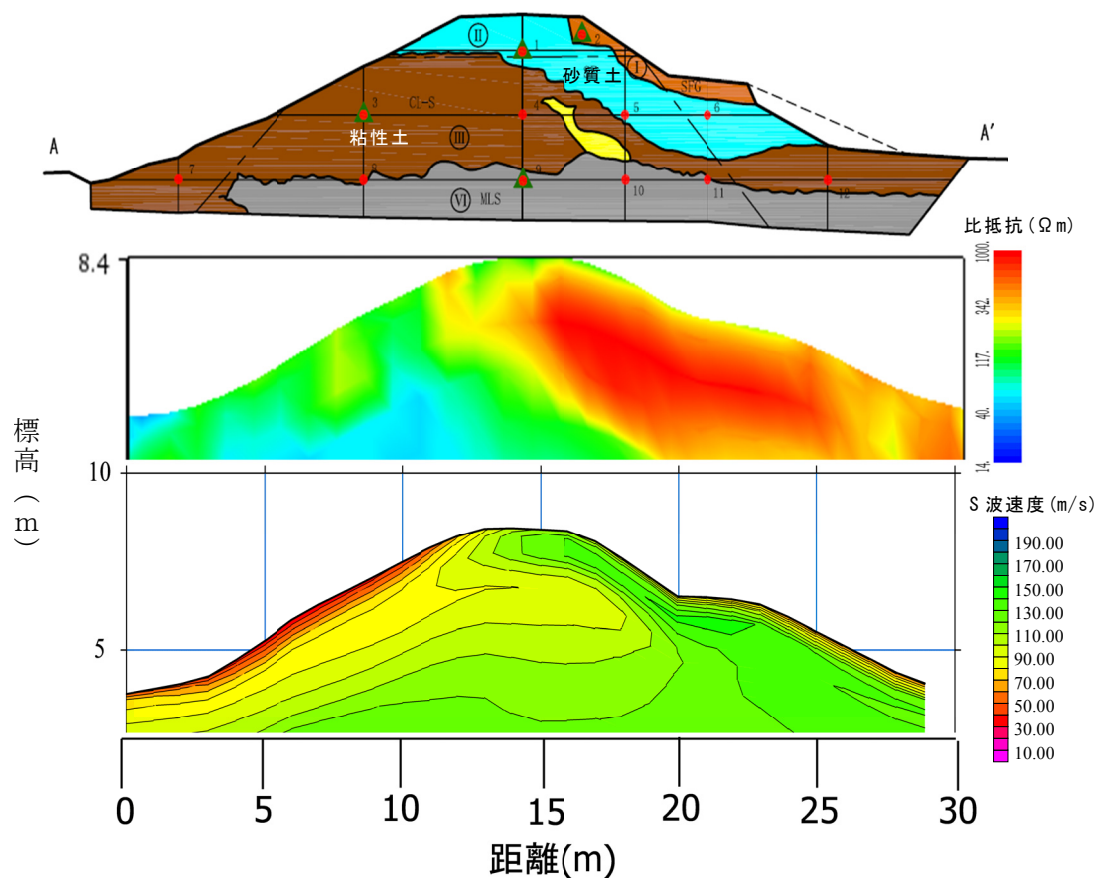


図 4.20 開削断面スケッチ（上）と断面 1 での比抵抗分布（中）と S 波速度分布（下）
（縦軸は標高で、堤体は 2.5m~8.4m）

4. 5. 2 土質構成の推定

探査で得られた比抵抗と S 波速度を用いて堤体の土質構成の推定を行った。図 4.21 は、基礎地盤も含む断面 1 での比抵抗と S 波速度の関係をプロットしたものである。各データを標高別に色分けして示した（解析対象としたデータの標高は、-4.5m~7.5m）。標高が 2.5m 以下で、比抵抗が $80\Omega\text{m}$ 以下、S 波速度が 140m/s 以上の部分は地下水位以下の基礎地盤であると推定し、ここでは、標高 2.5m 以上の堤体部分（赤点で示すデータ）についてのみモデル化を行い、土質構成の推定を試みた。

まず、S 波速度に未固結砂岩モデルを適用してモデル化を行った。この調査地では間隙率のデータが得られていないため、表 4.3 に示すモデルパラメータを用いて S 波速度と間隙率の関係を求めた。4 種類の粘土含有率（20、40、60、80%）について計算した結果を図 4.22 に示す。本調査地で得られた S 波速度 60m/s ~ 200m/s をカバーするように計算した。間隙率については上記事例 1 同様最大 80%を想定した。

次に、比抵抗と間隙率のモデル化を行った。不飽和の堤防であるためアーチの式は成立しないと考え、2.3.2項に示した並列回路モデルの1つとして提案されている Glover の式を用いた。やはり、上記4種類の粘土含有率について計算を行った。その結果を図4.23に示す。計算に用いたパラメータを表4.4に示す。ここでは、堤体土は完全不飽和と考え間隙は極めて比抵抗の高い（きわめて導電率の小さい）空気を満たされているとした。砂と粘土の導電率は一般的な値を用いた。このモデルの妥当性を確認するために、他の堤防で得られた比抵抗と間隙率のデータに当てはめた結果を図4.24に示す。粘土含有率が20～60%の計算値付近に実データが分布しており、このモデルが実際の堤体土を表すことができることを示している。

S波速度と間隙率、比抵抗と間隙率の2つのモデル計算結果から間隙率を消去し、S波速度と比抵抗の関係を求めた結果が図4.25である。ここでは、粘土含有率が20、30、40%の場合について示した。同図中の点が堤体で得られた実測値である。この図は、右上の高比抵抗でS波速度の大きい部分から左下にかけて土質が砂質から粘性土質なものに変化していることを示している。この結果をもとに堤体の土質区分を行った結果を図4.26（下）に示す。土質区分①～④に応じて着色している。開削断面のスケッチではIとIIが砂質土、IIIとIVが粘性土と報告されており、探査で推定した結果とよい一致を示している。

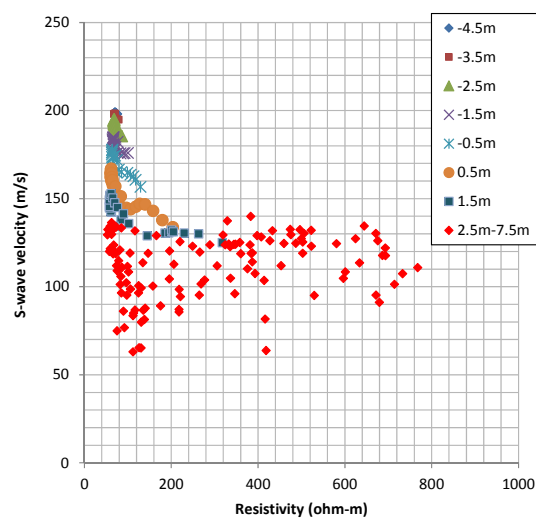


図 4.21 比抵抗と S 波速度のクロスプロット（凡例数値はデータの位置標高）

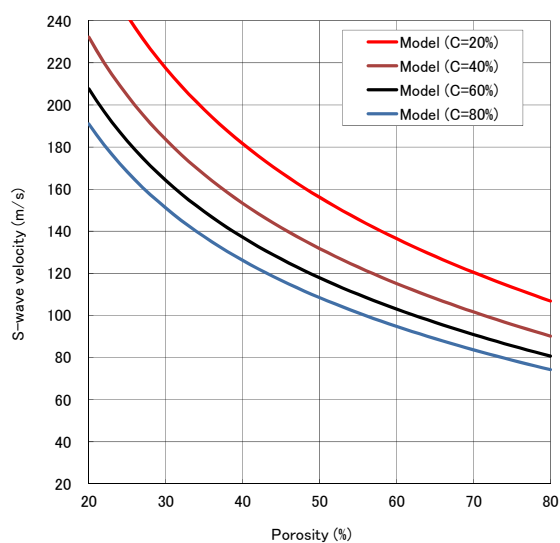


図 4.22 S 波速度と間隙率の関係のモデル計算

表 4.3 モデル計算に使用した物性

n	5	Coordination number
ϕ_0	0.8	Critical porosity
K_{clay}	21.0 GPa	Bulk modulus of clay
G_{clay}	3.0 GPa	Shear modulus of clay
K_{sand}	36.6 GPa	Bulk modulus of Quartz
G_{sand}	45GPa	Shear modulus of Quartz
ρ	1.4	Density of dry soil

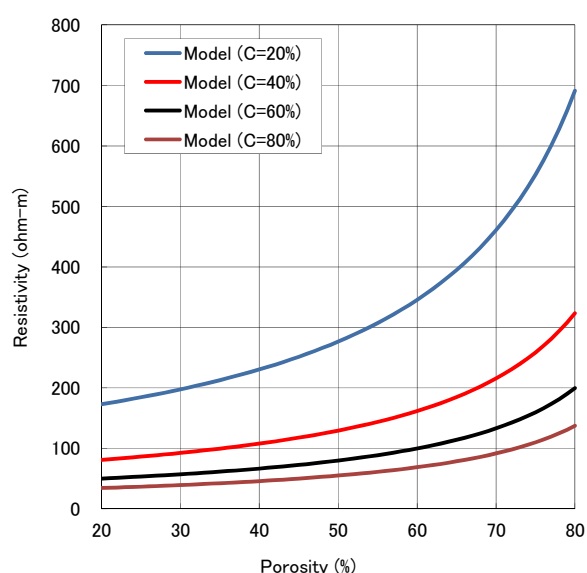


図 4.23 比抵抗と間隙率の関係のモデル計算

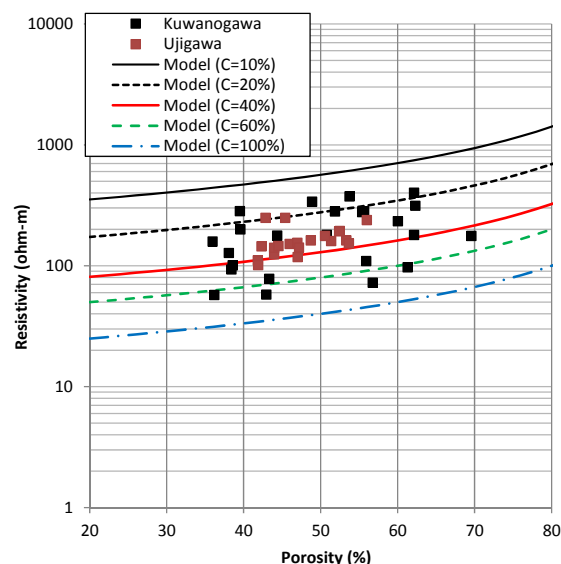


図 4.24 比抵抗と間隙率の関係の実測値による検証

表 4.4 モデル計算に使用した物性

σ_1	0.0001S/m (10,000ohm-m)	Conductivity of sand
σ_2	0.05S/m (20ohm-m)	Conductivity of clay
σ_w	1×10^{-14} S/m (1×10^{14} ohm-m)	Conductivity of air
m	1	Cementation exponent

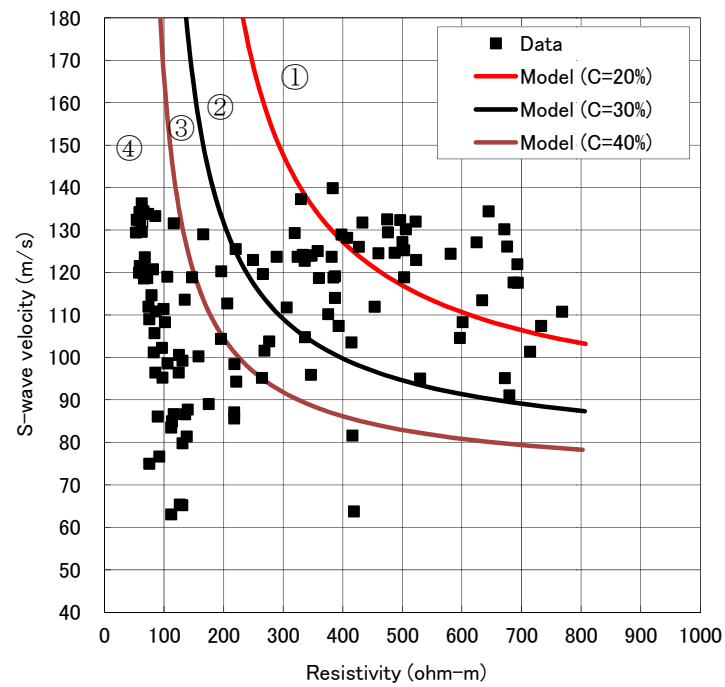


図 4.25 比抵抗と S 波速度の関係
 (実線：モデル計算、点：実測値)
 (図中の番号は土質区分：①砂質土、②粘性土質砂、③砂質粘土、④：粘性土)

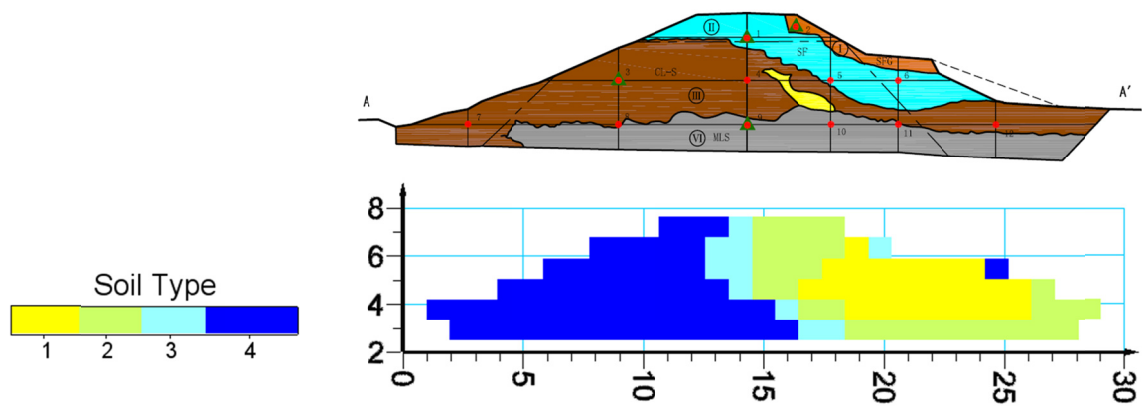


図 4.26 比抵抗と S 波速度から推定した土質構成
 (上：開削スケッチ、下：推定値)
 (土質区分番号は、図 4.25 の土質区分番号に対応)

第5章 弾性波速度を利用した地盤の静的力学特性の推定

5. 1 緒言

トンネルやダム等多くの土木構造物の設計・施工に当たっては、地盤の変形および強度特性を把握する必要がある。これらの物性は、調査サイトに掘削されたボーリング孔を利用した原位置試験や岩石コアサンプルの室内試験によって測定され、地質・岩盤モデルに基づいて、サイトあるいはルート全体の物性モデルとして拡張、利用されるのが一般的である。しかしながら、数少ないボーリング地点での測定データに基づいたモデル化では、特に、複雑な地質構造を有するサイトなどでは、その精度や信頼性に問題が生じる場合がある。

物理探査は、広域の地下構造を非破壊的且つ効率的に調査できる特長を有するので、物理探査で得られる弾性波速度といった探査物性から動的弾性係数（微小歪領域での弾性係数）だけでなく、静的弾性係数や強度といった歪の大きな領域での弾性係数を推定することができれば、広域地盤のモデル化にとって極めて有効である。そのため、従来から、原位置試験やコアの室内試験で得られる変形係数や強度と弾性波探査で得られた弾性波速度の相関関係や一般に知られた経験式等を利用して、弾性波速度から変形係数や強度を推定する方法が用いられているが、数量の少ないデータに基づく相関式や適用地質に制約の多い経験式では、推定精度や汎用性の面で課題がある。

そこで、本研究では物理モデルを用いて、弾性波探査で得られる弾性波速度から静的な弾性係数や強度を合理的に推定する手法について研究を行った。以下では、まず、いわゆる変形係数（以下、静的ヤング率とよぶ）と呼ばれる歪領域の大きな弾性係数をモデル化する方法とその適用例について述べる。次に、圧縮強度と間隙率の関係をモデル化し、弾性波速度と間隙率の関係を表すモデルと組み合わせて、弾性波速度から圧縮強度を推定する手法について述べる。

5. 2 静的ヤング率のモデル化と予測

弾性波速度と静的ヤング率の相関式は数多く提案されている（例えば、Zhang, 2005 や地盤工学会、2001）。弾性波速度は、微小歪領域（ $10^{-7} \sim 10^{-6}$ ）での弾性係数（いわゆる動的体積弾性率や剛性率）で表まる探査物性である。それに対して静的ヤング率は歪レベルの大きい範囲での変形性を表すパラメータである。弾性係数は歪依存性（歪レベルによって異なる値を持つ）を有するため、微小歪領域の弾性係数から静的ヤング率を推定するためには、弾性係数の歪依存性を表す式を求めるか、それらの関係をモデル化する必要がある。

本研究では、対象とする岩石を堆積岩のような粒状媒質と仮定し、粒子集合体の弾性係数を表す Hertz-Mindlin のモデルにおける粒子間の摩擦の取り扱いによって歪レベルの異なる弾性係数を表現するというアイデアについて検討を行った。以下、モデル化の詳細ならびに実際の堆積岩への適用例を示すとともに、このアイデアを検証するために実施した個別要素法によるシミュレーション結果について述べる（高橋・田中、2012）。

5. 2. 1 動的モデルの静的モデルへの拡張

微小歪領域の弾性係数のモデル化に利用されている物理モデルを歪レベルの大きな領域での弾性係数にまで適用できるようにするために、粒状媒質のモデル化で利用する Hertz-Mindlin の式（2.7 式または 2.13 式。以下 2.13 式を参照する。）における粒子間の摩擦を表すパラメータを用いて粒子間のすべりの有無を表現し、広範な歪領域に対応できるモデルとする。

Hertz-Mindlin モデルでは、法線方向と接線方向の剛性（Stiffness）は、以下の式で表される（Oda and Iwashita, 1999）。

$$\begin{aligned} S_n &= \frac{4aG}{1-\nu} \\ S_t &= \frac{8aGf}{2-\nu} \\ f &= \left(1 - \frac{T}{\mu F}\right)^{\frac{1}{3}} \end{aligned} \quad (5.1)$$

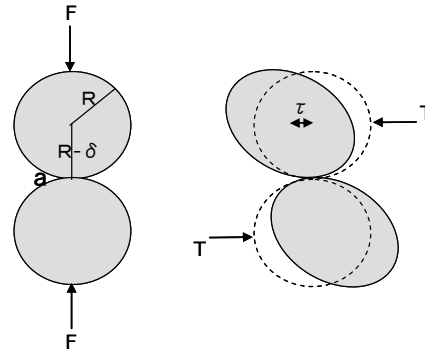


図 5.1 粒子の接触のモデル化

ここに、 S_n と S_t は、それぞれ粒子の法線及び接線剛性である（図 5.1）。 a は、粒子間の接触面積であり、 G と ν は、それぞれ、粒子の剛性率とポアソン比である。 T と F はそれぞれ、粒子に働くせん断応力と法線応力を表している。 f は、接触面に働く摩擦力に応じた値、 μ は摩擦係数を表している。ここで、微小歪領域での弾性波特性のモデル化が目的の場合には、粒子間のすべりは想定されず（ F が T に比べて圧倒的に大きいと仮定）、 f はほぼ 1 であると仮定する。一方、歪の大きな領域での弾性係数を考える場合には、せん断応力 T が法線応力 F に対して無視できないくらい大きくなると考え、 f がゼロに近づく、つまり微小歪領域では想定しなかった粒子間のすべりを想定する。実際には、極端な場合として、粒子間の摩擦が全くない場合（ $f=0$ ）、つまり摩擦力がゼロの粒子と上記のようにすべりを想定しない、つまり摩擦力が無限大（ $f = 1$ ）の粒子が混在する粒状体を考え、

Hertz-Mindlin の式を書き換える。5.1 式の f を、 $0 < f < 1$ とすると、2.13 式の剛性率を、

$$G'_{HM} = \left\{ \frac{2 + 3f - \nu_{clay}(1 + 3f)}{5(2 - \nu_{clay})} \right\} \left\{ \frac{3n^2(1 - \phi_{clay})^2 G_{clay}^2}{2\pi^2(1 - \nu_{clay})^2} P \right\}^{\frac{1}{3}} \quad (5.2)$$

と表すことができる (Mavko et al., 2009)。体積弾性率については変化がないと考え、2.13 式の K_{HM} をそのまま使用する。つまり、パラメータ f によって歪レベルの違いを表すわけである。

実データのモデル化に当たっては、未固結砂岩モデルの場合は 2.7 式で、砂質頁岩モデルの場合は 2.13 式でこの表現を用いて、歪レベルの異なる弾性係数をモデル化する。

5. 2. 2 実データへの適用

(1) 使用データ

このモデルの適用性を評価するために、ロックフィジックスデジタルライブラリーに収録されている国内の代表的な堆積性軟岩で実施された検層データと室内岩石試験データに適用した。この堆積性軟岩は、鮮新世の砂岩、砂質泥岩、泥岩からなる。検層データはサスペンション PS 検層による P 波速度と S 波速度である。最大深度 400m 程度まで 1m 間隔で取得されている (図 5.2)。検層が実施されたと同じボーリング孔で採取された岩石コアを用いた室内岩石試験により密度、間隙率、粘土含有率が測定されている (図 5.3)。静的ヤング率は、同じ岩石コアを用いた室内三軸圧縮試験により測定された E_{50} を用いている。三軸試験では、コア採取深度に相当する拘束圧がかけられている。

検層による P 波速度と S 波速度、室内試験による密度値を用いて計算した動的ヤング率と間隙率の関係および室内三軸試験で得られた静的ヤング率と間隙率の関係を図 5.4 に対比して示す。実測データの大きさについて見ると、静的ヤング率は、動的ヤング率に比べ、砂岩の場合 1/2 から 1/5、砂質泥岩と泥岩の場合、1/3 程度であることがわかる。

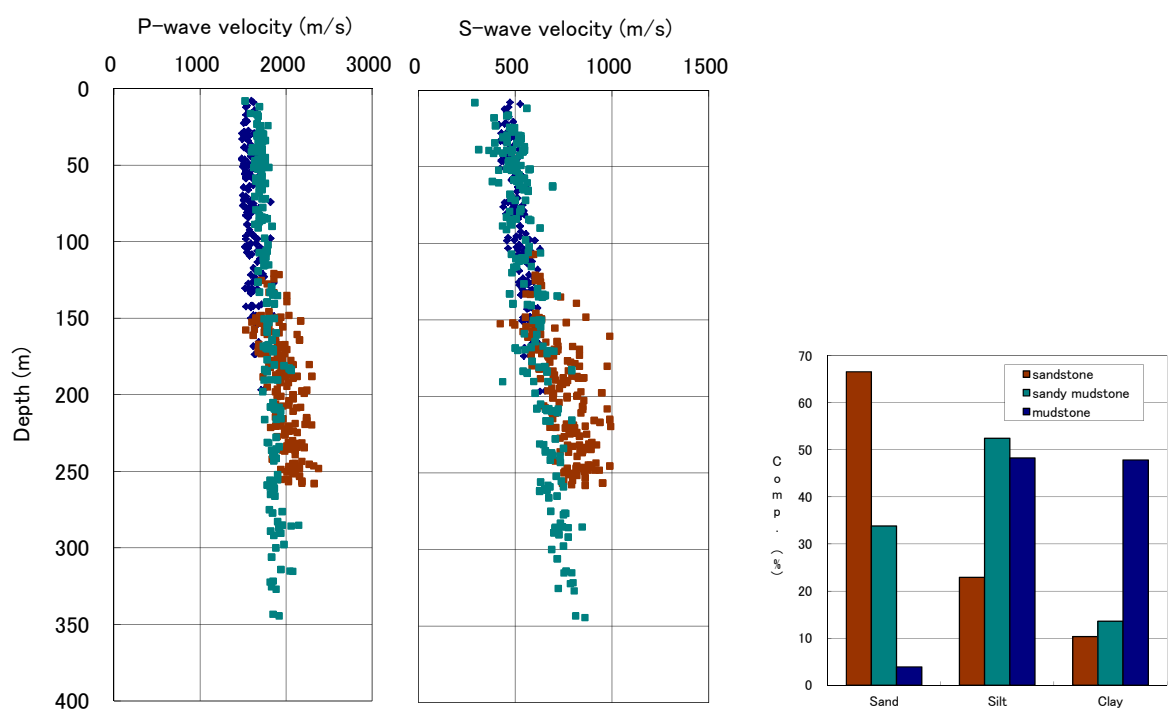


図 5.2 検層データと岩石の粒度分布
(カラーは岩種に対応、茶：砂岩、青：砂質泥岩、濃青：泥岩)

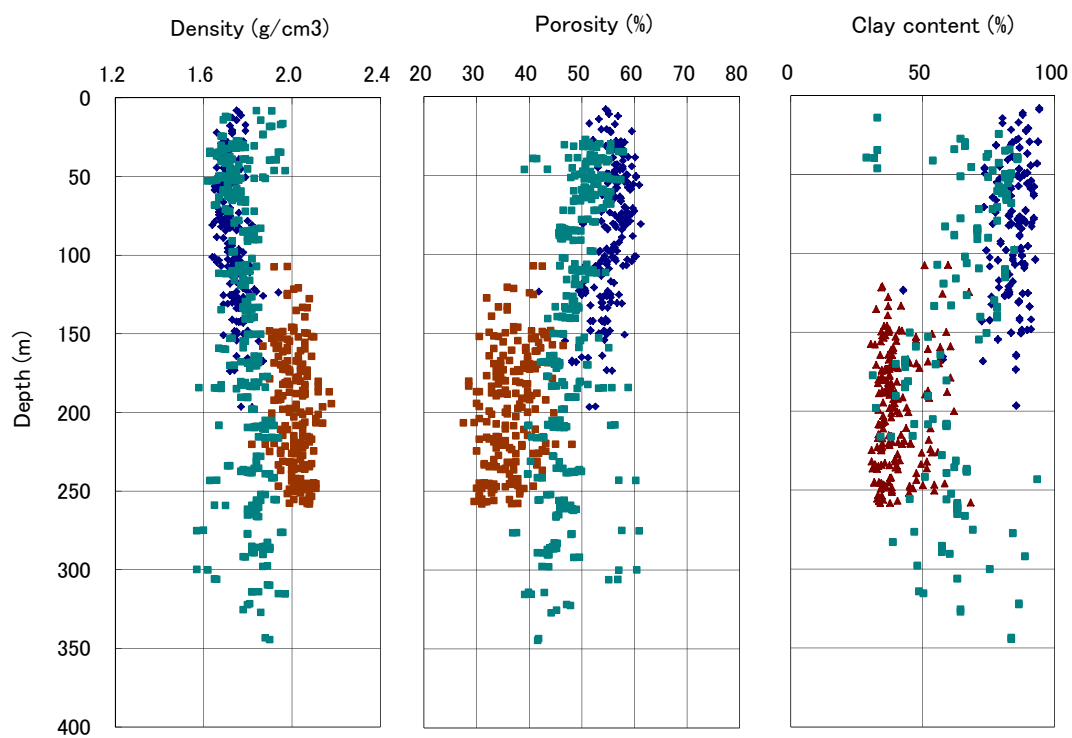


図 5.3 室内岩石試験データ (左から密度、間隙率、粘土含有率) (カラーは図 5.2 の岩種に対応)

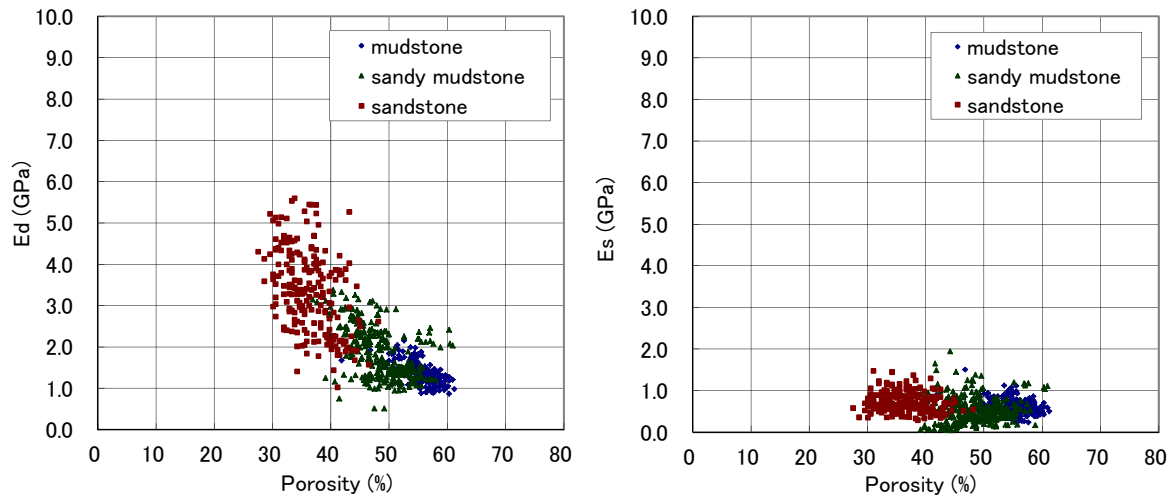


図 5.4 弾性波速度による動的ヤング率（左）と室内岩石試験による静的ヤング率（右）の比較

（２）モデル解析

堆積性軟岩も砂や粘土粒子の集合体とみなすことができるが、土と違う点は粒子間の固着度である。堆積岩は海底等に沈積した土粒子が長い年月にわたる圧密、続成作用を経て固結した粒状媒質であり、粒子間のセメンテーションや間隙の状態によりその力学特性が異なる。堆積性軟岩は堆積岩の中でも生成年代が若く続成作用の程度も低く固着度つまり力学物性が小さい岩石として定義されている。ここでは、ロックフィジックス分野でこの種の岩石のモデル化によく利用される砂質頁岩モデルを用いることにした。

まず、動的なヤング率をモデルするために、Hertz-Mindlin の式の 5.2 式で $f=1$ とした場合（2.13 式と同じ）を用い、2.12 式に示す Hashin-Shtrikman の式で体積弾性率と剛性率を計算し、2.8 式の Gassmann の式により飽和状態の K_{sat} と G_{sat} を求めた。計算に使用したモデルパラメータを表 5.1 に示す。粘土と砂（石英）の体積弾性率と剛性率、粘土の臨界間隙率は上述した土質地盤のモデル化で使用した値と同じであるが、配位数が大きく異なる。配位数が大きくなると粒子間の接点が増えるため集合体の力学特性は大きくなるが、これによって上述した固着度の違いを表現している。ヤング率は、体積弾性率(K)と剛性率(G)を用いて、以下の式で計算する。

$$E = \frac{9KG}{3K + G} \quad (5.3)$$

検層の実測深度に相当する 4 種類の拘束圧（0.5、1.0、2.0、4.0MPa）について計算したヤング率を実測データに重ねて示したものを図 5.5 左に示す。

次に、5.2 式の $f=0.005$ として静的なヤング率を計算した結果を実測値とともに図 5.5 右に示す。 f の値がゼロに近いということはほとんどの粒子間に摩擦が無い状態であることを表しているので、接触数を示す配位数も 21 から 9 に減らして計算した。両図ともモデル計算値と実測値はよく一致しており、同一モデルで広範なひずみレベルに応じた弾性係数をモデル化できる可能性があることが確認できた。しかしながら、パラメータ f の値と配位数の関係も含め、弾性係数の歪依存性をどこまで表現し得るかについては今後検討する必要がある。図 5.6 は、動的ヤング率の実測データからこのモデルを用いて静的ヤング率を予測した結果を間隙率の関係として表したものである。砂岩、砂質泥岩、泥岩を 1 つのモデルで表しているため、砂岩と泥岩については、実測値と若干の差が認められるが、概ねよい一致を示していることがわかる。つまり、ここで提案したアイデアを用いることにより、弾性波速度から得られる微小歪領域での弾性係数（動的ヤング率）から物理モデルを通じて工学的に重要な歪の大きい領域での弾性係数（静的ヤング率）を推定できる可能性があることが確かめられた。

表 5.1 モデル計算に使用したパラメータ

n	21	Coordination number
ϕ_c	0.8	Critical Porosity
ν_{clay}	0.35	Poisson's ratio of clay
K_{clay}	21.0 GPa	Bulk modulus of clay
G_{clay}	7.0 GPa	Shear modulus of clay
K_{sand}	36.6 GPa	Bulk modulus of Quartz
G_{sand}	45.0 GPa	Shear modulus of Quartz

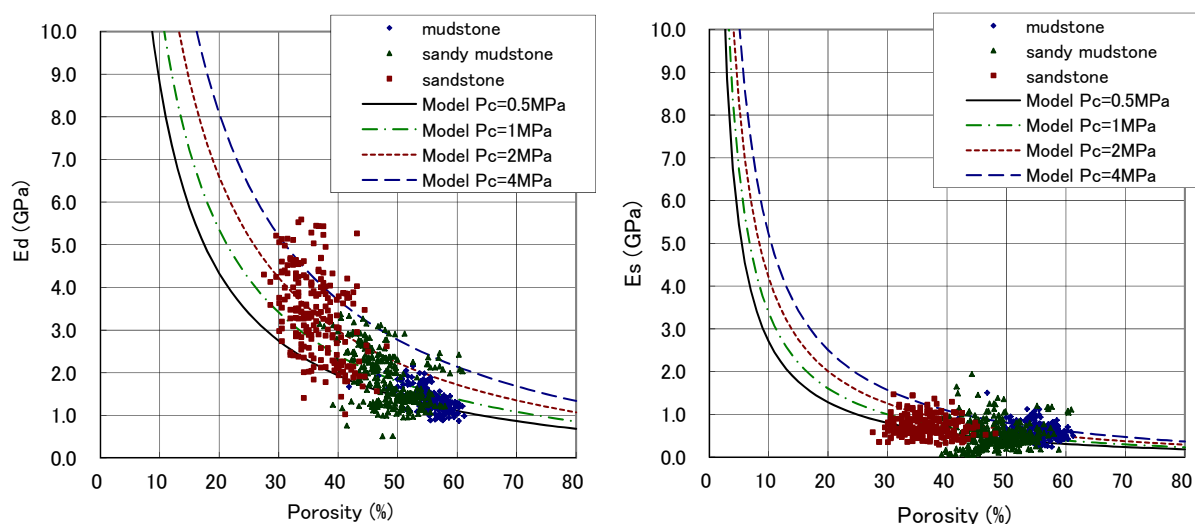


図 5.5 動的ヤング率（左）と静的ヤング率（右）－実測値（点）と計算値（実線）－
計算は、実測深度に対応する 4 種類の拘束圧(0.5、1.0、2.0、4.0MPa)について行っている。

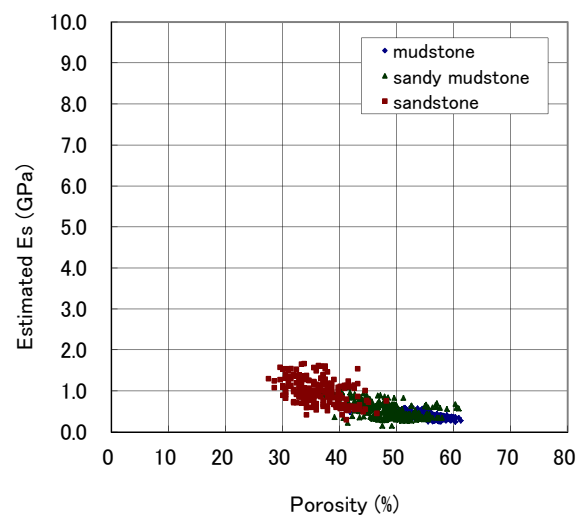


図 5.6 動的ヤング率から物理モデルに基づき推定した静的ヤング率

5. 2. 3 数値シミュレーションによる検証

静的弾性係数をモデル化するために粒子間のすべりを取り込むというアイデアを検証するために、粒状体モデルのシミュレーションによく利用される個別要素法 (DEM) (Cundall and Strack, 1979)を用いて、動的及び静的三軸圧縮試験（シミュレーションでは二軸圧縮試験）のシミュレーションを行い、その結果を比較した。

2次元個別要素法プログラムとして広く利用されている市販のコード PFC2D (Itasca 社製)を用い、動的および静的二軸圧縮試験のシミュレーションを行った。表 5.2 に計算に使用したパラメータを示す。ここで、法線方向とせん断方向の粒子の弾性係数 K_n と K_s 、密度、間隙率は、基本物性として、動的、静的試験シミュレーションとも共通の値を与えた。一方、粒子間の接着力(n-bond、s-bond)と摩擦力については、動的試験のシミュレーションでは一般的な値を与えたが、静的試験のシミュレーションではゼロとし、粒子間のすべりを想定した。図 5.7 に計算に用いた岩石試料モデルを示す。通常の室内試験での試料サイズを想定し、弱い拘束圧をかけた二軸圧縮試験をシミュレートした。

図 5.8 に計算結果を示す。上図に、試験後の試料内の粒子の接触部分の分布（実線で表されている）を、下図に応力-歪曲線をそれぞれ示した。応力-歪曲線から求めたヤング率 (E_{50})も図中に示した。これらの値は上述した実測ヤング率とほぼ一致している。粒子間の接触部分の分布はあまり明瞭ではないが、静的試験後の方が動的試験後よりも粗になっていることがわかる。よって、物理モデルによる計算での配位数の設定の妥当性も確認できた。これらの結果から、粒状媒質モデル（ここでは、砂質頁岩モデル）において、粒子間のすべり（摩擦力の有無）を取り込むことにより、動的弾性係数だけではなく静的弾性係数も表現することが妥当であることが確かめられた。

表 5.2 DEM 計算に使用したパラメータ

	Dynamic	Static
K_n (GPa)	25	25
K_s (GPa)	25	25
density (t/m ³)	2	2
porosity	0.3	0.3
n-bond	0.5	0
s-bond	0.5	0
friction	0.2	0

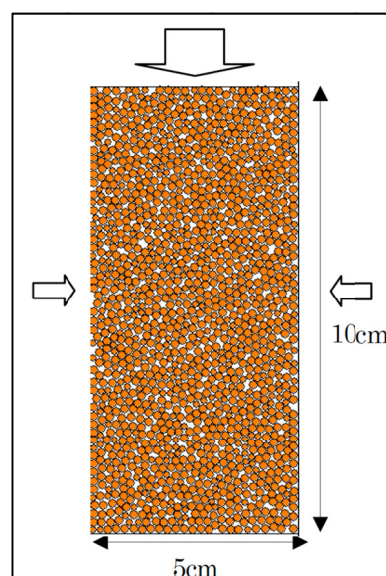
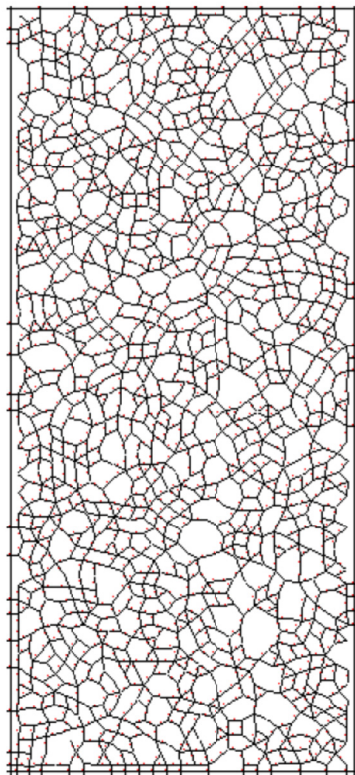
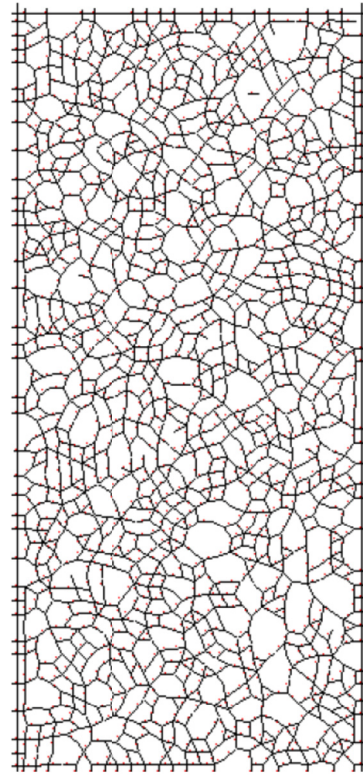


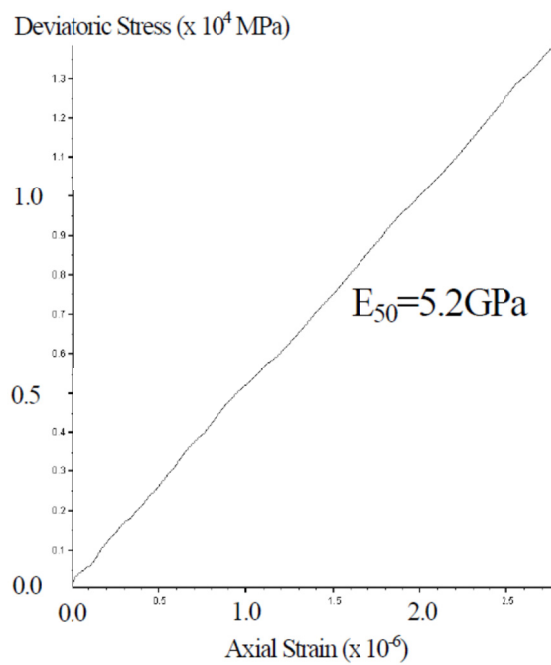
図 5.7 DEM 計算に使用したモデル供試体



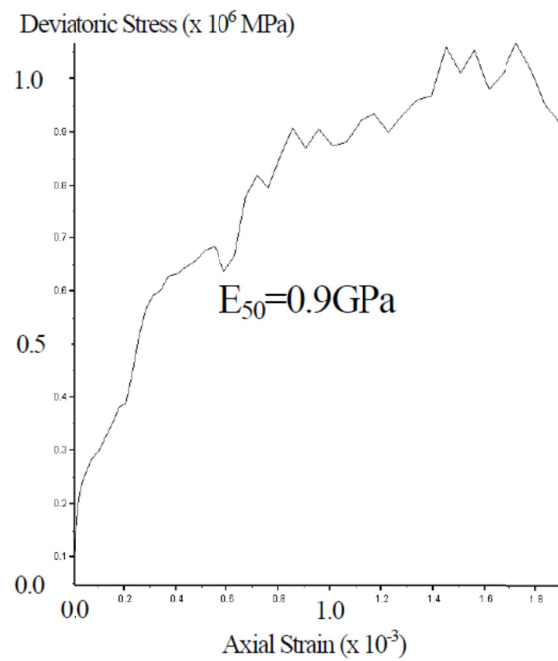
Contacts for dynamic



Contacts for static



Stress-strain curve for dynamic



Stress-strain curve for static

図 5.8 DEM 計算結果 (左：動的ケース、右：静的ケース)

5. 3 圧縮強度のモデル化と予測

岩石の体積変形に関係するヤング率と違い、圧縮強度、特に一軸圧縮強度は、岩石の局所的な状態に支配されて決まることが知られている。しかし、Oda et al.(2002)は、拘束状態にある岩石の場合には、破壊は局所的な状態よりも岩石全体の状態によって決まり、岩石中のクラック密度が臨界値に達した時に起こると主張した。また、岩石の圧縮強度が間隙率と相関性がよいことはよく知られている（例えば、Zhang, 2005）。そこで、岩石の圧縮強度もヤング率同様、間隙率をベースにモデル化できると考え、有効媒質モデルでのモデル化を試みた（Takahashi and Tanaka, 2013）。

5. 3. 1 圧縮強度と弾性波速度の関係のモデル化

岩石の最大強度は、岩石固有の物性である c （粘着力）と φ （内部摩擦角）を用いて下式で表される（Goodman, 1989）。

$$\begin{aligned}\sigma_{\max} &= q_u + \sigma_3 \cdot \tan^2\left(45 + \frac{\varphi}{2}\right) \\ q_u &= 2c \cdot \tan\left(45 + \frac{\varphi}{2}\right)\end{aligned}\quad (5.4)$$

ここに、 σ_{\max} は岩石の最大強度、 σ_3 は拘束圧である。

任意の間隙率における岩石の最大強度を、間隙率ゼロの場合の岩石に間隙率が臨界値（臨界間隙率）の場合の岩石が、 $f(0 < f < 1)$ の割合で混ざる場合の岩石の強度として表すとし、有効媒質の平均式として単純な Reuss の平均式を用いると、下式のように表せる。

$$\begin{aligned}\frac{1}{\sigma} &= \frac{1-f}{\sigma_{\max(1)}} + \frac{f}{\sigma_{\max(2)}} \\ \phi &= \phi_c \cdot f\end{aligned}\quad (5.5)$$

ここに、 σ は間隙率 ϕ の時の岩石の最大強度、 $\sigma_{\max(1)}$ と $\sigma_{\max(2)}$ はそれぞれ間隙率がゼロの場合の岩石の最大強度と臨界間隙率(ϕ_c)の場合の最大強度である。5.4 式と 5.5 式を使うことにより、拘束圧下にある任意の間隙率の岩石の最大強度を計算することができる。

一方、上述のとおり、弾性波速度と間隙率の関係は、砂質頁岩モデルのような岩石モデルで表すことができるので、圧縮強度と間隙率のモデルおよび弾性波速度と間隙率の両モデルを組合せることにより、圧縮強度と弾性波速度のモデルを得ることが出来る。

5. 3. 2 実データへの適用と評価

(1) 堆積性軟岩への適用

5.2.2 で述べた堆積性軟岩で採取された岩石コアの室内三軸圧縮試験では、ヤング率だけでなく強度も測定されている。上述のとおりこのサイトでは速度検層により弾性波速度のデータも得られているので、それらのデータを用いて岩石モデル解析を行い、弾性波速度から圧縮強度を推定する手法について検討した。

図 5.9 に、室内三軸圧縮試験で得られた圧縮強度と間隙率、図 5.10 に S 波速度と間隙率の関係の実測データを示す。堆積性軟岩は、上述のとおり、砂岩、砂質泥岩、泥岩の 3 種類である。図中には有効媒質モデルで計算した予測値も合わせて示した。ここでは、拘束圧を 0.5、1.0、2.0MPa の 3 種類の場合について計算を行った。圧縮強度は、表 5.3 に示すパラメータを用いて、5.4 式と 5.5 式を用いて計算した。使用したパラメータは、Goodman (1989) に示された数値を参考に、間隙率ゼロの場合の岩石として石英岩、臨界間隙率(0.8)の場合の岩石として頁岩の代表的な c 、 ϕ の値を用いた。一方、S 波速度は、動的ヤング率のモデル化で用いた砂質頁岩モデル（石英岩と頁岩）を適用し、表 5.1 に示すパラメータを用いて計算を行った。両計算結果とも実測データとの一致はよくモデルの適用性の高さを示している。これら 2 つのモデルを組み合わせることによって、圧縮強度と S 波速度の関係を求めた。その結果を図 5.11 に示す。砂岩のデータの弾性波速度モデルの適合度がやや悪いため、圧縮強度との関係でもやや適合度が悪いが、全体としては計算値と実測データはほぼ一致していることがわかる。

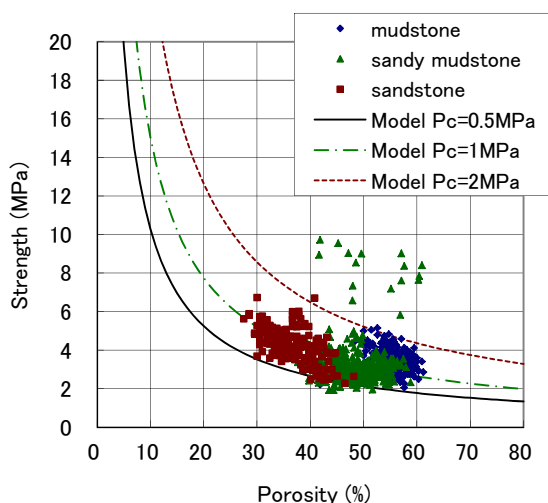


図 5.9 三軸圧縮強度と間隙率の関係

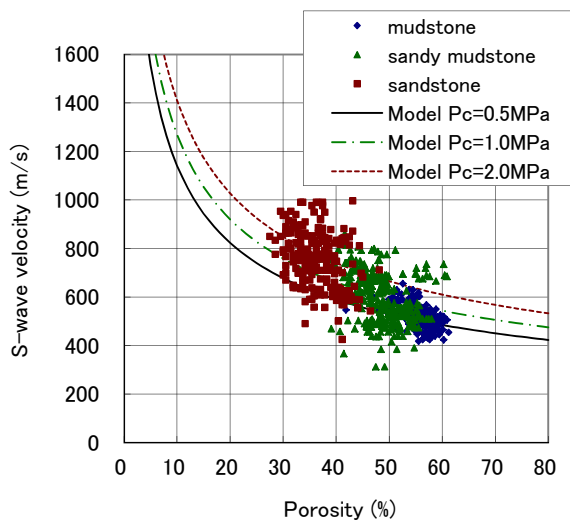


図 5.10 S 波速度と間隙率の関係

表 5.3 圧縮強度の計算に使用したモデルパラメータ

c for Quartzite	70.6 MPa
ϕ for Quartzite	30 degrees
c for Shale	0.3 MPa
ϕ for Shale	7.5 degrees
Critical porosity	0.8

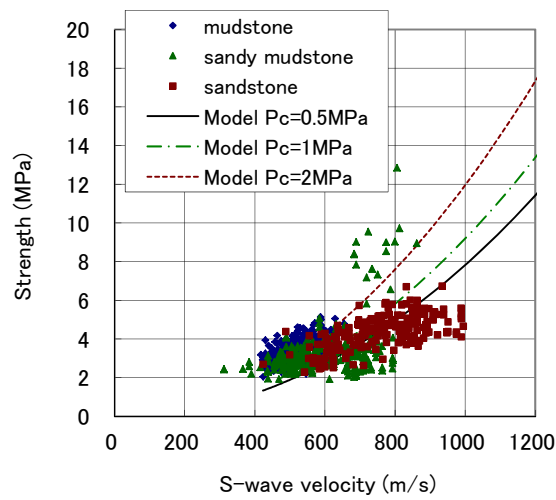


図 5.11 S 波速度と三軸圧縮強度の関係

(2) 堆積岩への適用

次の適用例は、国内各地の堆積岩のボーリングコア試料や露頭からの採取試料を用いて室内試験で測定された超音波速度（P 波速度）と圧縮強度のデータ（星野ほか、2001）を用いた例である。超音波速度は、基礎物性として測定された自然状態での測定値を使用した。圧縮強度は、拘束圧を変えた三軸圧縮試験で得られた値を使用した。図 5.12 に、拘束圧が 25、50、100、150MPa の場合の圧縮強度と間隙率の実測データを示す。同図には、有効媒質モデルを用いて 4 種類の拘束圧について計算した結果も合わせて示した。この計算でも、堆積性軟岩の場合と同じく、石英岩と頁岩の強度定数を用いたが、図 5.12 からわかるように、堆積岩の間隙率は堆積性軟岩に比べ小さいため、ここでの計算では臨界間隙率を 0.4 とした。計算結果は、それぞれの拘束圧における実測データとよく一致していることがわかる。

弾性波速度も、堆積性軟岩の場合と同じく砂質頁岩モデル（石英岩と頁岩）を用いて計算を行った。ただし、臨界間隙率に対する頁岩の物性の計算では、間隙率を 0.4、それに応じた配位数として 6 を、超音波速度は自然状態で測定されているので、拘束圧を 0.1MPa

として、石英の基礎物性を用いて Hertz-Mindlin の式により計算を行った。

以上の2つの有効媒質モデルを組合せて圧縮強度と超音波速度（P 波速度）との関係を求めた結果を、その他の関係図と一緒に拘束圧ごとに表示したものを図 5.13 に示す。実測データ（点）のばらつきは大きいものの、有効媒質モデルによる計算結果（実線）は実測データの平均的特徴をよく表していることがわかる。この結果は、物理モデルを用いることにより、合理的に弾性波速度から岩石の圧縮強度を推定できることを示している。

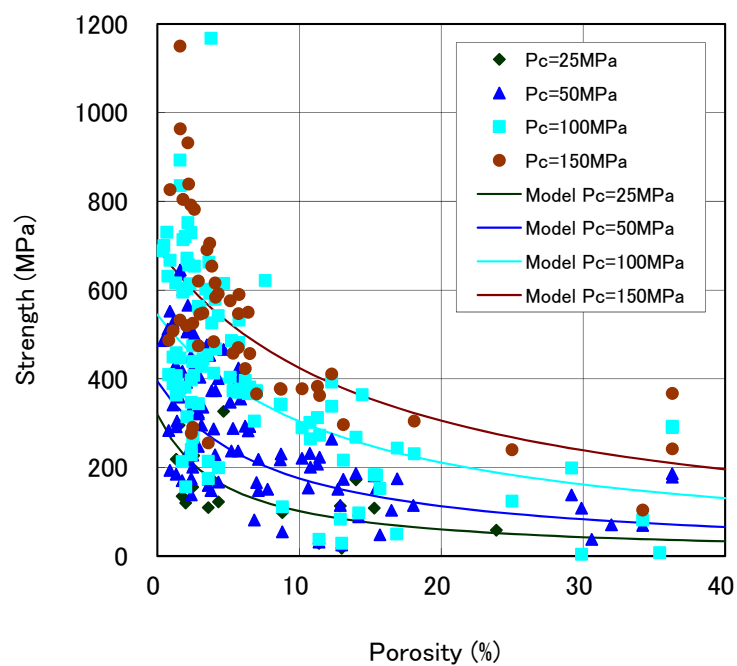


図 5.12 三軸圧縮強度と間隙率の関係
(拘束圧 25,50,100,150MPa の場合の実測値（点）とモデル計算値(実線))

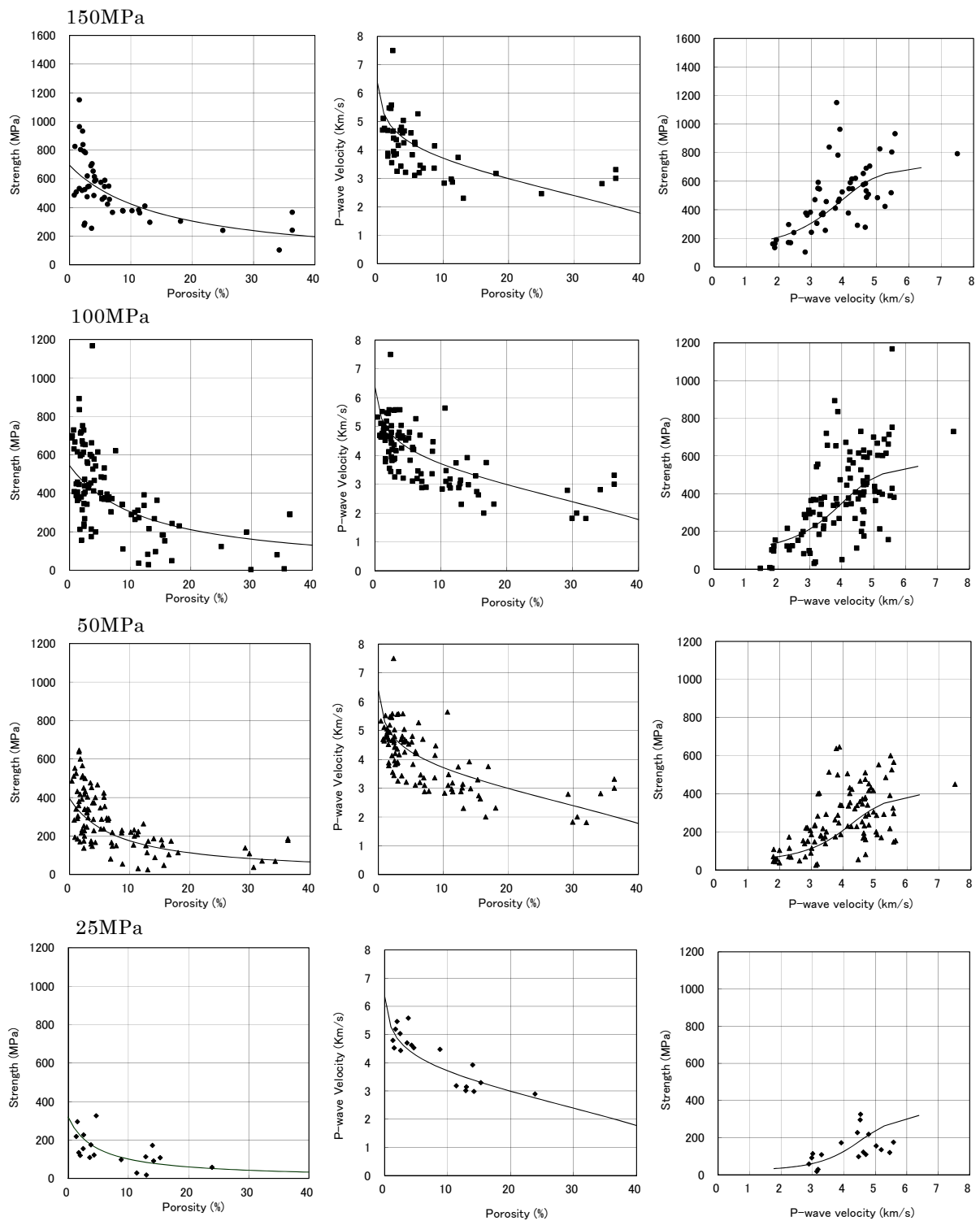


図 5.13 三軸圧縮強度と間隙率（左列）と超音波 P 波速度と間隙率（中列）の関係およびそれらの関係から求められた三軸圧縮強度と超音波 P 波速度の関係（右列）。各行は拘束圧の異なるデータであり、上から 150、100、50、25MPa である。黒点：実測値、実線：モデル計算値。

(3) 土の試料に対する結果との比較

Sharma et al. (2011) は、人工的に作成した土の試料を用いて、室内三軸圧縮試験時に弾性波速度を計測し、土の三軸圧縮強度と弾性波速度から求める剛性率の関係について検討を行った。その結果、両者の間に単純な直線関係があることを示した。その結果を図 5.14 に示す。この結果と上述した堆積性軟岩と堆積岩での結果を対比して図 5.15 に示す。この結果は、広い範囲の強度を有した材料（土や岩石）について、微小歪領域での弾性係数（剛性率）と破壊強度（圧縮強度）との関係を物理モデルで表現することが可能であるということを示している。つまり、物理モデルを利用することにより、弾性波探査で得られる弾性波速度から土や岩石の破壊強度を推定できる可能性があることを示している。

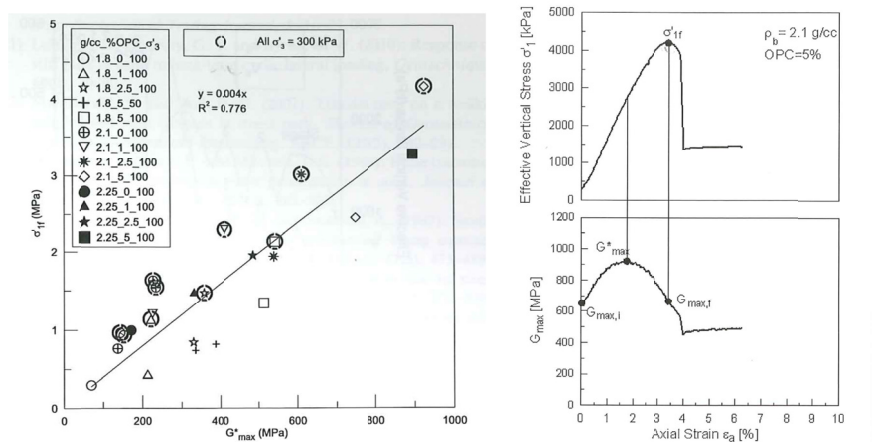


図 5.14 三軸圧縮試験時に計測された S 波速度から推定した剛性率と測定された圧縮強度との関係（左）と試験時の応力ならびに剛性率と歪の関係（右）(Sharma et al., 2011)

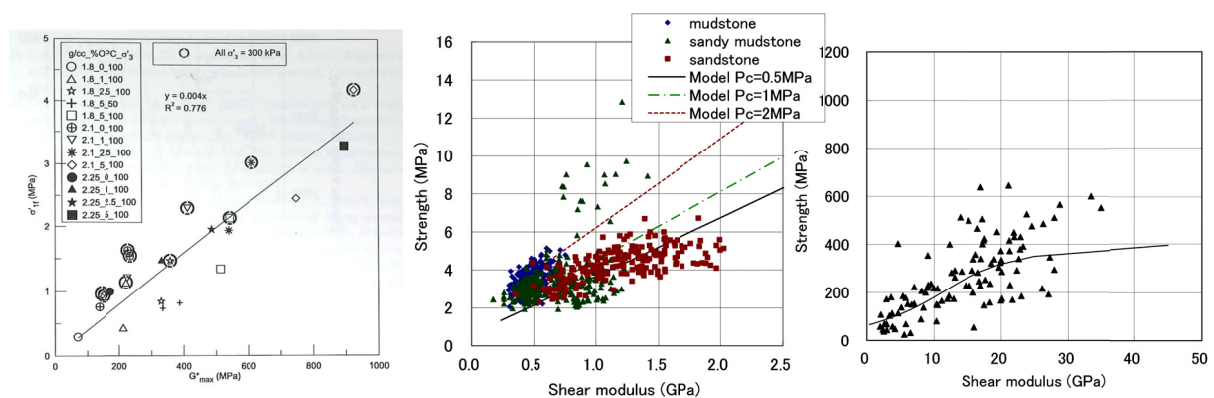


図 5.15 三軸圧縮強度と弾性波速度から推定した剛性率の関係。左から順に、土、堆積性軟岩、堆積岩に対する結果。

第6章 物理探査データを利用した地盤の水理特性の推定

6. 1 緒言

地下に関わる様々な調査、設計、施工において地盤の水理特性を推定することが必要な場合は多い。例えば、石油・ガス資源の開発や二酸化炭素の地中貯留におけるそれぞれの貯留層やその上位のシール層の評価、また、土木分野においては、様々な土木構造物の建設や維持管理にともなう地盤の透水性あるいは遮水性の評価等において地盤の透水性を把握するための調査が行われる。通常、地盤の水理特性を把握するためには、対象地盤にボーリング孔を掘削し、その孔内で原位置透水試験を実施するか、または採取した土や岩石試料を用いて室内透水試験を実施する。しかしながら、河川堤防のように長大な構造物を調査対象とする場合には多数のボーリング孔を掘削する必要があり調査経費や時間による制約のため少ないデータからの推定を余儀なくされる場合も多い。あるいは核廃棄物の地層処分や二酸化炭素の地中貯留におけるキャップロックの評価における調査等では、対象地盤にボーリング孔を掘削すること自体難しい場合もある。そのような場合に、非破壊的且つ広範囲を効率的に調査のできる物理探査による探査物性から水理特性を推定することができればその利用価値は大きい。

そこで、本研究では、物理モデルを用いて物理探査データから地盤の水理特性、特に透水係数の推定が可能かどうかについて検討を行った。まず、地盤の透水性を支配する重要な要素である間隙率と粘土含有率（粒度分布）を物理モデルの適用により推定する方法と事例について述べる。次に、それらの結果をもとにコゼニーカルマンの式を利用して透水係数を推定する方法と事例について述べる。

6. 2 間隙率と粘土含有率の推定

2章で述べた未固結砂岩モデルも砂質頁岩モデルも、弾性波特性と間隙率をベースに粘土含有率をパラメータとしてモデル化を行う。そのため、モデル化ができれば弾性波特性から間隙率や粘土含有率を推定することが可能となる。以下では、実際の堆積性軟岩で取得された検層データに砂質頁岩モデルを適用して推定した事例を示す（高橋・田中、2009；Takahashi and Tanaka, 2009）。

6. 2. 1 使用データ

検討に使用したデータは、国内の4地点の5つの異なる鮮新世の砂質泥岩層で取得されたサスペンションPS検層によるP波速度（以後 V_p ）とS波速度（以後 V_s ）、密度検層による密度値である。同時に、検層が実施されたボーリング孔で岩石コア試料が取得され、

密度、間隙率、粒度組成が得られている。図 6.1 に 5 種類のデータの深度分布を示す。同図からわかる通り、これらのサイトでは、1 地点を除いて、ボーリングコア試料を用いて深度 3~4m 間隔で細かく、拘束圧を考慮した密度と間隙率の測定が行われている。各データが取得された岩種は、同図中の粒度分布図の凡例（カラー）に示したとおり、泥岩 (mudstone)、砂質泥岩(sandy mudstone)、2 種類の砂質シルト岩(sandy siltstone 1 & 2)、砂岩(sandstone)の 5 種類である。P 波速度で 1500m/s から 2200m/s 前後、S 波速度で 400m/s から 1000m/s 前後の値を示していることがわかる。粘土含有率は、室内試験で得られている粒度組成から求めた。室内試験では、砂、シルト、粘土のそれぞれの重量比が測定されているので、ここでは便宜的に、シルトの 1/2 と粘土の割合を加算した値を粘土含有率とした。砂質泥岩の粘土含有率の分布のばらつきが大きいものの、それぞれの岩種の特徴を表した分布となっていることがわかる。

5 種類のデータのうち、砂質シルト岩 1(sandy silt 1)の場合、 V_p と V_s の検層データはあるものの室内試験での細かな密度、間隙率、粒度組成の測定データがない。そこで、ここでは、全てのデータについて詳細なデータが揃っている砂質シルト岩 1 を除く 4 種類のデータを使用して物理モデルの構築を行い、構築したモデルを砂質シルト岩 1 に適用し予測した間隙率と粘土含有率の値と数は少ないものの測定は行われている室内試験データを比較することにより岩石モデルの適用性の評価を行った。

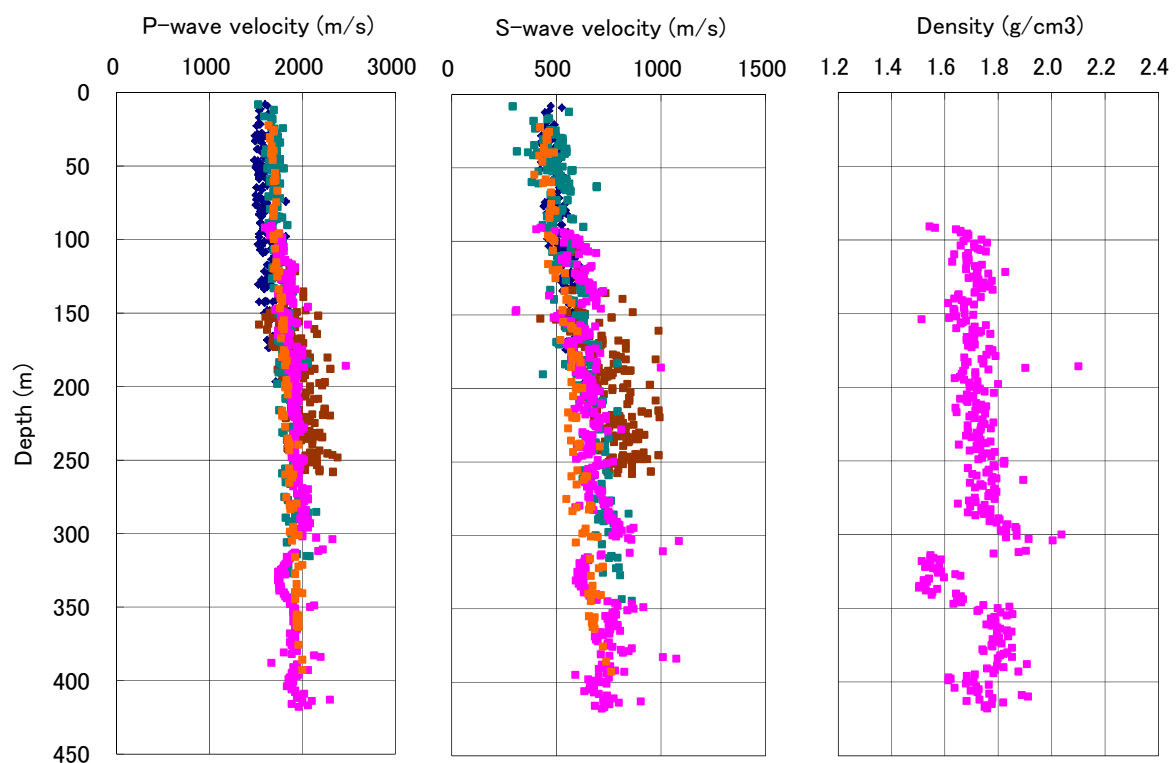


図 6.1a 5 種類の岩種の P 波、S 波、密度検層データ（カラーは粒度分布図に示す岩種に対応）

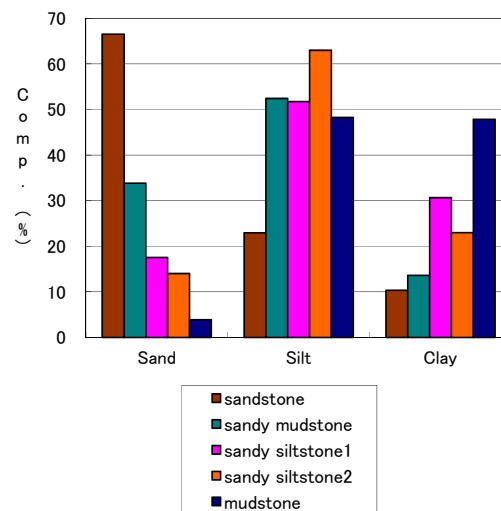
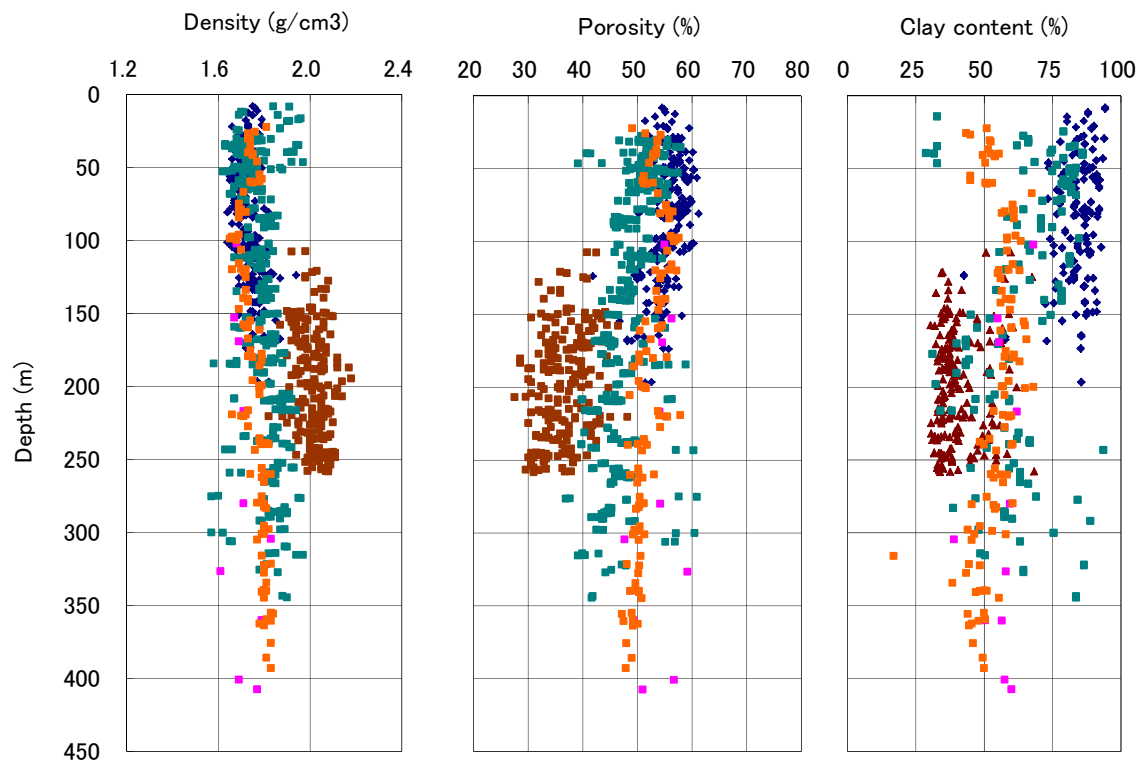


図 6.1b 5 種類の岩種の岩石コア試料の室内試験結果（カラーは粒度分布図に示す岩種に対応）

6. 2. 2 物理モデルの構築

泥岩、砂質泥岩、砂質シルト岩 2、砂岩、4 種類のデータの P 波弾性率（密度×P 波速度の二乗）と剛性率（密度×S 波速度の二乗）の間隙率との相関および深度分布を求め、図 6.2 に示す。粒度分布にばらつきの見られた砂質泥岩もこれらの関係ではばらつきも少

なく、質の高いデータであることがわかる。粘土含有率の少なくなる泥岩、砂質シルト岩、砂質泥岩、砂岩の順に間隙率も小さくなっていることが明らかである。一方、深度分布図を見ると、深度、すなわち拘束圧が増加するに従い、弾性係数が増加していることがわかる。つまり、間隙率との相関図のデータの分布の広がりには、粒度組成に加えて拘束圧の違いによる弾性係数の違いも現れていることがわかる。従って、構築する物理モデルでは、粒度分布（粘土含有率）とともに、物性の拘束圧依存性を表現できることが重要となる。2章で述べたとおり、**Hertz-Mindlin** モデルを使用することにより、拘束圧をモデルに取り込むことができる（2.13 式参照）。

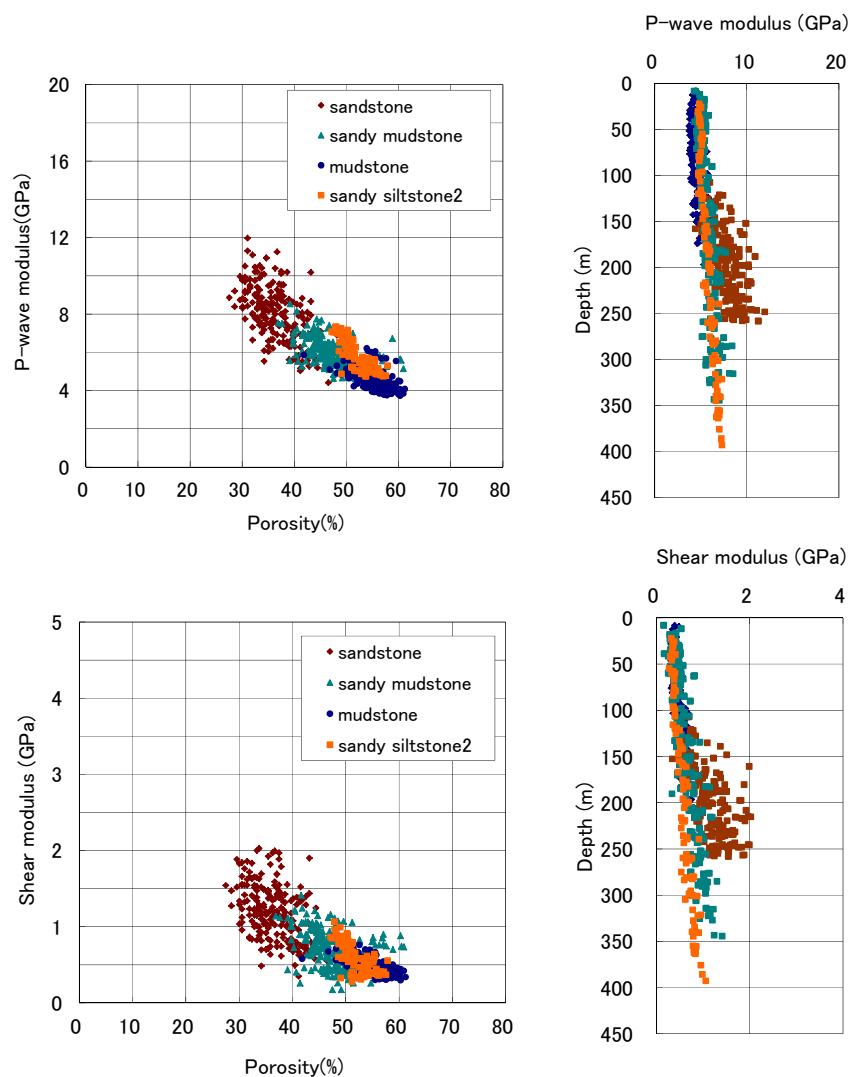


図 6.2 P 波弾性率（上）と剛性率（下）と間隙率、深度との関係

そこで、5章で述べた堆積性軟岩のモデル化同様、ここでも砂質頁岩モデル（砂と粘土）を適用する。図 6.2 に示すデータに砂質頁岩モデルを適用した結果を図 6.3 に示す。ここでは、拘束圧を実際の測定深度範囲(0-400m)の代表値に相当する 0.5、1.0、2.0、4.0MPa の 4 つの場合に設定し、P 波弾性率 (K_{sat}) と剛性率(G_{sat})を計算した。計算に使用した物理モデルのパラメータ表 6.1 に示す。ここでは、2.12 式、2.13 式に示す砂の物性 (K_{sand} , G_{sand}) として石英の物性値、粘土の物性 (K_{caly} , G_{clay}) として臨界間隙率(ϕ_{clay}) を 0.8 とした粘土の物性値を使用した。これらの図を見ると、P 波弾性率、剛性率とも、拘束圧を考慮したモデルから予測される値（図中の曲線）が実測値の分布をよくカバーしていることがわかる。つまり、実測データの分布が、粘土含有率（間隙率）と拘束圧をパラメータによく説明できることがわかる。

このモデル化で注意すべき点は、配位数を 21 に設定している点である。配位数は、粒子間の接点数を表すパラメータであるが、通常の砂岩のモデルでは、間隙率が大きくなると値は小さくなる。一般に使用される経験式 $n = 20 - 34\phi + 14\phi^2$ (Dvorkin et al., 2002) を用いると、 ϕ が 0.8 の場合、配位数 n は 1.76 となる。しかしながら、配位数の物理的意味は、粒子間の接点数であるため、粒子数が増加すれば当然増加すべき値である。上式も、間隙率が小さくなる、つまり砂粒子の数が増加する場合には配位数が大きくなることを示している。砂質頁岩モデルの場合には、間隙率が大きくなると粘土粒子の数が増えるのであるから、配位数も大きく設定する必要がある。そこで、ここでは、臨界間隙率に対応する粘土の配位数として上式の最大値に匹敵する 21 を使用した。配位数を 2 前後の値に設定するとモデルが実際の観測データを説明できず、21 に設定すると最もよく説明できることからこの考え方の妥当性が示されていると考える。しかしながら、ここで対象とするような泥質岩の場合に、配位数と間隙率の間にどのような関係式を使用すべきかについては今後の検討課題である。

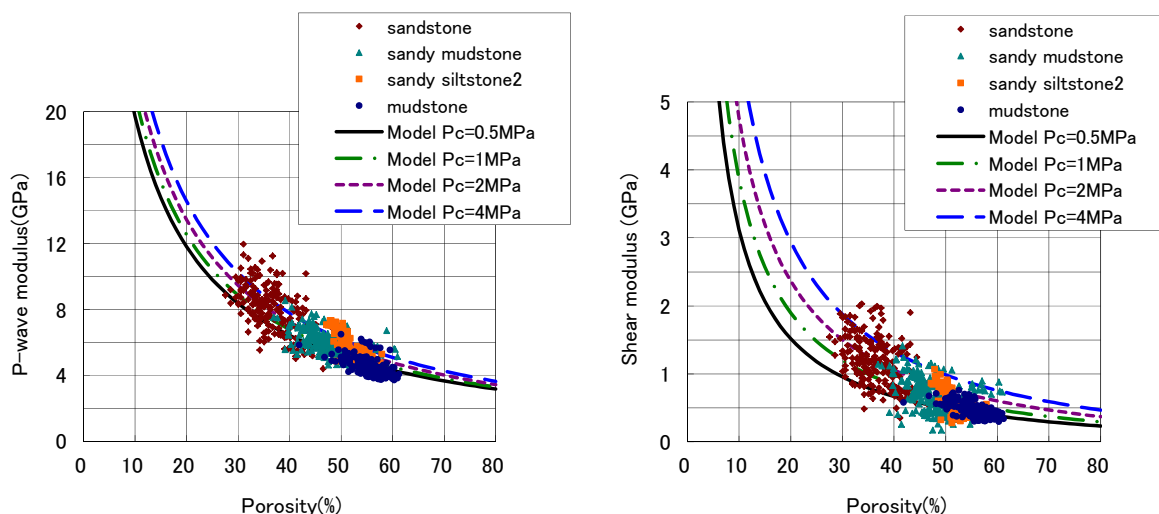


図 6.3 P 波弾性率（左）と剛性率（右）と間隙率の関係（実測とモデル計算の比較）

表 6.1 モデル計算に使用したパラメータ

n	21	Coordination number
ϕ_{clay}	0.8	Porosity of clay
ν_{clay}	0.35	Poisson's ratio of clay
K_{clay}	21.0 GPa	Bulk modulus of clay
G_{clay}	7.0GPa	Shear modulus of clay
K_{sand}	36.6 GPa	Bulk modulus of Quartz
G_{sand}	45.0GPa	Shear modulus of Quartz

次に、間隙率の代わりに粘土含有率を横軸にとり、弾性係数と粘土含有率の相関におけるモデルと実測データを比較した結果を図 6.4 上に示す。粘土の間隙率 (ϕ_{clay}) を 0.8 としているので、 $\phi = \phi_{clay} \cdot C$ の関係から、粘土含有率 C は間隙率の値の 1.25 倍の値となる。上述のとおり、ここでは、実測の砂、シルト、粘土の重量比に基づき、便宜的にシルトの 1/2 と粘土の割合を加算して粘土含有率としているため、特に、シルト成分の多い砂質泥岩と砂質シルト岩ではデータのばらつきが大きくなっている。しかしながら、平均的にみると、どの岩種もモデルから予測される範囲に実測データが分布しており、モデルの適合度の高さを示している。

拘束圧に関するモデルの適合度を見るために、4 種類の実測データの深度をもとに有効応力（土被り圧）を求め、モデルによる弾性係数の予測値との比較を行った結果を図 6.4 下に示す。実測データについては、密度値と深度の実測値を基に計算された有効応力の値を大きく 4 つに分け、0.75MPa 刻みに、0.0-0.75、0.75-1.5、1.5-2.25、2.25-3.0MPa として表示した。実測拘束圧とモデルから計算される値の一致は概ねよくモデルの適合度の高さを示している。しかしながら、細かくみると、実測拘束圧が 1.5-2.25MPa の範囲（深度 150-250m 程度）のデータのばらつきが他に比べて大きく予測値との一致が悪いことがわかる。特に、間隙率 30-40% 辺りに対応するデータのばらつきが大きいことがわかる。これらは主に砂岩に対応するデータであるが、図 6.2 からわかるとおり、砂岩データは他のデータに比べ拘束圧依存性が大きく、ばらつきも大きい。固結度の低い砂岩の場合、粒子の幾何学的配置など、粒度と拘束圧以外の要因によっても物性が変化する可能性も高く、この種の砂岩のモデル化についてはさらに詳細な検討が必要である。

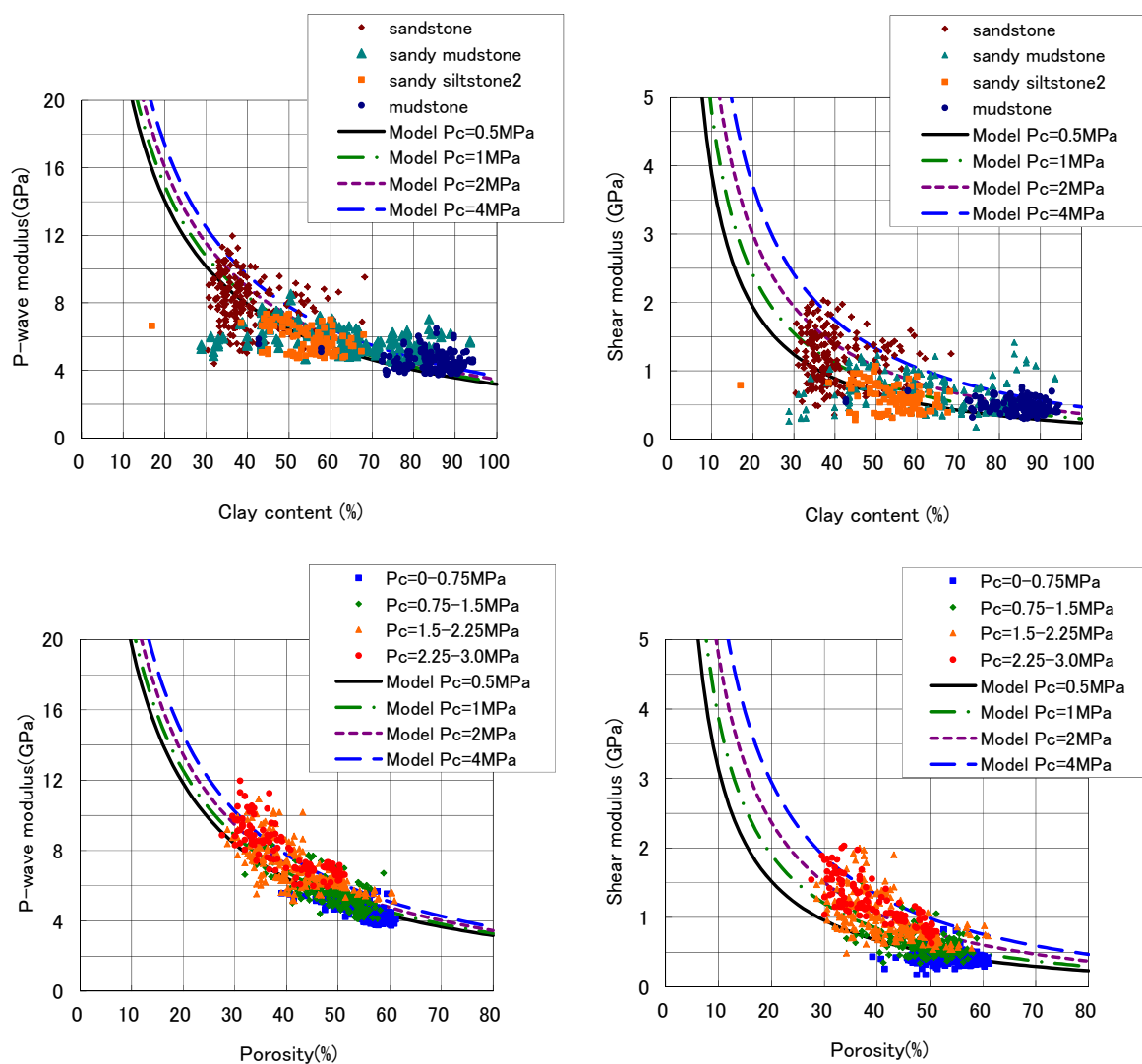


図 6.4 P 波弾性率／剛性率と粘土含有率の関係（上）および拘束圧との関係（下）

6. 2. 3 間隙率・粘土含有率の予測

上述のように 4 種類の堆積性軟岩で得られた物性データに対して構築した物理モデルを、残る砂質シルト岩 1 の検層データに適用した。ここでは、岩盤の飽和度の影響を受けない剛性率の方が実用上の利点が多いと考え、S 波速度と密度の実測値から計算した剛性率を用いて、モデルから予測される間隙率と粘土含有率を求め、室内試験で得られた実測値との比較を行った。

2 章で示した 2.12 式と 2.13 式から、粘土含有率に関する次式が得られる。

$$C = \frac{\frac{1}{G_{dry} + Z} - \frac{1}{G_{sand} + Z}}{\frac{1}{G_{HM} + Z} - \frac{1}{G_{sand} + Z}} \quad (6.1)$$

$$Z = \frac{G_{HM}}{6} \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}}$$

ここで、 G_{dry} が実測剛性率であり、サスペンション P S 検層の V_s と密度検層の密度値から求めた。また、2.13 式を用いて K_{HM} 、 G_{HM} を計算する際に必要な拘束圧 P は、実測深度と密度値から計算した。その他の岩石モデルの基本パラメータは表 6.1 に示す値を使用した。間隙率 ϕ は、 $\phi = \phi_{clay} \cdot C$ より求めた。

実測 V_s と密度を用いてモデルにより予測された間隙率と粘土含有率の深度分布を図 6.5 に示す。予測値には、室内試験で得られた実測値を重ねて示した。図 6.1 に示した深度分布図からも推測されるとおり、予測値と実測値の一致はよく、ここで使用した物理モデルの適用度の高さを示している。しかしながら、間隙率の比較結果を細かくみると、実測値には深度によって間隙率が減少する拘束圧依存性がわずかにみられるが、予測値にはみられない。これは、モデルでは間隙率の拘束圧依存性までは考慮されていないためと思われる。今回のデータの場合間隙率の拘束圧依存性はあまり大きくないが、依存性が大きい場合には、間隙率を拘束圧の関数にするなどの改良を加える必要があるだろう。

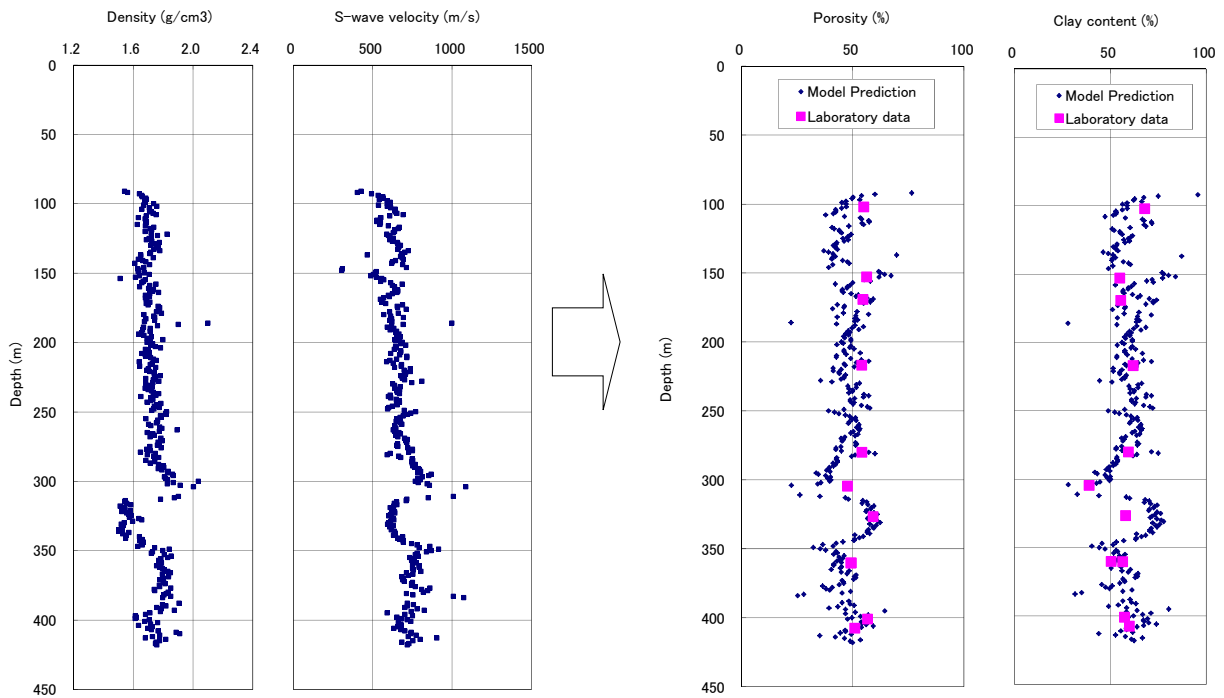


図 6.5 実測 S 波速度と密度から 6.1 式により推定した間隙率と粘土含有率（赤点：実測値）

6. 3 透水係数の推定

本研究では、物理モデルを利用して物理探査データから透水係数の推定が可能かどうかについて検討を行った。具体的には、対象地盤を構成する土や岩石の間隙率と構成粒子の粒径から透水係数を推定するコゼニーカルマンの式（Carman, 1956）を利用し、物理探査データに物理モデルを適用し推定した間隙率と粒径を用いて透水係数を求めるという手法の適用性を評価した。コゼニーカルマンの式は粒状媒質を対象にしたモデルであるので、ここでは、土質地盤と堆積性軟岩で取得された検層データに物理モデルを適用し推定した透水係数と実測データとの対比を行い、推定精度を含む適用性の評価を行った。

6. 3. 1 コゼニーカルマン（Kozeny-Carman）の式

地盤中の流体が図 6.6 に示すような管を流れると仮定すると、流体の流れを表すダルシー則は 6.2 式のように書ける（Dvorkin et al., 2002）。

$$Q = -k \frac{A \Delta P}{\mu L} \quad (6.2)$$

ここに、 k が透水係数である。単位は m^2 であるが、ダルシー（ $1\text{D}=10^{-12} \text{ m}^2$ ）が一般的に使われている。 A と L は、それぞれ流体の流れる媒質の断面積と長さ、 ΔP は圧力勾配、 μ は流体の粘性係数である。

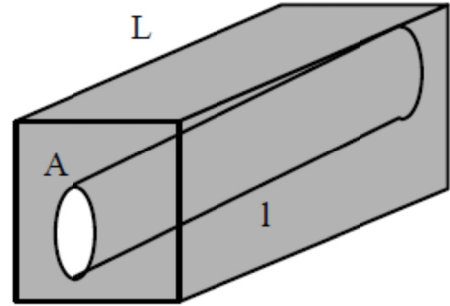


図 6.6 管路モデル

一方、円形断面を有した半径 r 、長さ l の管内の粘性流体の流れは、

$$Q = -\frac{\pi^4 \Delta P}{8\mu l} \quad (6.3)$$

と表されるので（例えば、ランダウ・リフシッツの流体力学、1989）、上記地盤中の流体の流れが n 本の管内の流体の流れで表せるとすると、6.2 式と 6.3 式から、透水係数 k は、

$$k = \frac{n\pi^4}{8A\tau}, \quad (\tau \equiv \frac{l}{L}) \quad (6.4)$$

と表される。ここに、 τ は迂回率と呼ばれ、地盤中の流路の複雑さを表すパラメータである（図 6.6 参照）。間隙率 ϕ は、 $\phi = n\pi r^2 \tau / A$ と表されるので、6.4 式を、間隙率を用いて表すと、

$$k = \frac{\phi r^2}{8\tau^2} \quad (6.5)$$

のように書ける。地盤の透水係数に関わる重要な要素は間隙の表面である。間隙の比表面積 S は、 $S=2\phi/r$ と書けるので、比表面積 S を用いて 6.5 式を書き直すと、コゼニーカルマンの式の 1 つの表現である 6.6 式が得られる。

$$k = \frac{1}{2} \frac{\phi^3}{S^2 \tau^2} \quad (6.6)$$

土や堆積岩のような粒状媒質の場合には、管というよりも粒子境界を流体が流れると考えられる。粒状媒質の場合、粒子の粒径を d とすると、間隙の比表面積 S は $S=6(1-\phi)/d$ と表されるので、6.6 式は、6.7 式のように書き直すことができる。

$$k = \frac{1}{72} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2 \tau^2} d^2 \quad (6.7)$$

この式が粒状媒質に対するコゼニーカルマンの式といえる。この式を用いて推定された透水係数の一例を図 6.7 に示す。ここでは、標準的な砂岩である Fontainebleau 砂岩での実験データとの対比が示されている(Dvorkin et al., 2002)。

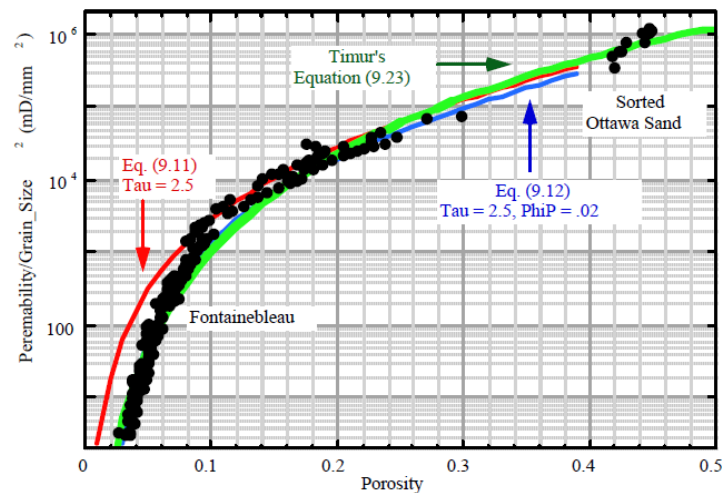


図 6.7 コゼニーカルマンの式を用いた推定例 (Dvorkin et al, 2002)

6. 3. 2 透水係数の推定手順

コゼニーカルマンの式を利用して透水係数を推定する場合、一般にはボーリング孔で得られた土や岩石のコア試料の室内試験による粒度と間隙率が利用される。しかしながら、上述の通りボーリング孔を利用する方法は制約が多い。そこで、本研究では物理探査で得られる探査物性に物理モデルを適用し、対象とする地盤の間隙率と粒径を推定し、コゼニ

一カルマンの式により透水係数を推定する方法について検討を行う。間隙率や粒径の推定に使用する物理探査データや物理モデルは地盤条件や使用可能なデータによってその都度検討されるべきである。図 6.8 に推定の流れを示す。

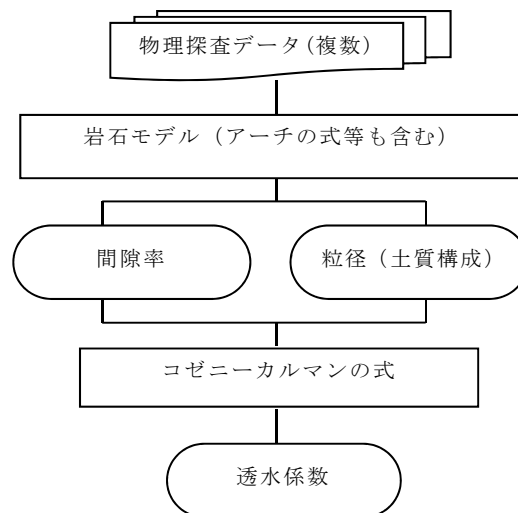


図 6.8 コゼニーカルマンの式を用いた透水係数推定の流れ

6. 3. 3 実データへの適用

(1) 飽和土質地盤への適用

コゼニーカルマンの式は粒状媒質に適用性が優れていると考えられるので、まず土質地盤で得られた検層データに適用して評価を行った。

4.3 項では、洪積台地に位置するボーリング孔で取得された検層データ（S 波速度と比抵抗）を用いて土質構成の推定を行った。そこで推定された砂礫、砂、粘土の粒径の代表値として、それぞれ 1.0、0.1、0.001mm を与え、比抵抗から推定された間隙率を用いて、コゼニーカルマンの式（6.7 式）から透水係数を求めた結果を検層データとともに図 6.9 に示す。なお、迂回率 τ は流路の複雑さを想定して 5 と仮定した。ボーリング孔での現場透水試験で得られた透水係数値（図中の赤点）とともに推定結果を示す（右端の図）。一部（4 点：22%）で 2 桁程度の大きな差がみられるが、その他のデータ（14 点：78%）については 1 桁以内の差で透水係数が推定されていることがわかる。

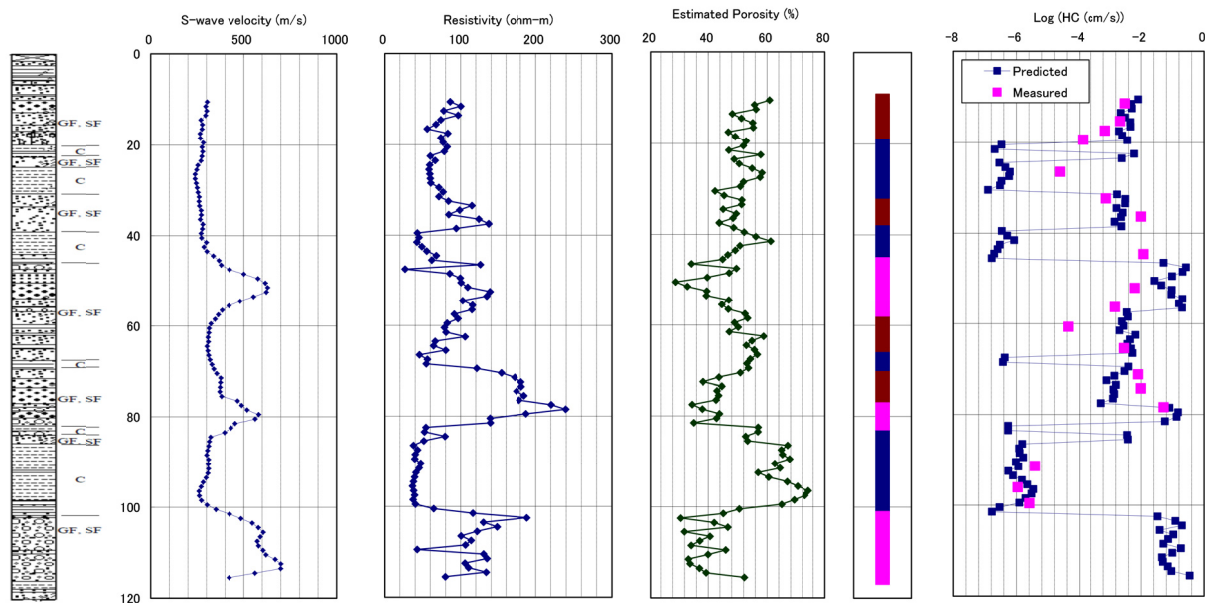


図 6.9 透水係数推定結果（右端：赤点は実測値）
（推定土質柱状図については、図 4.6 を参照）

（２）不飽和土質地盤（河川堤防）への適用

4.5 項では、河川堤防での物理探査で得られた S 波速度と比抵抗分布を用いて、堤体の土質構成を推定した（図 4.26）。ここでは同じ物理探査データを用いて、堤体の透水係数を推定した。

土質構成が推定できると、堤体を構成する土質材料の粒径を仮定することができる。この堤体は主に砂質土と粘性土から構成されていることがわかっているため、砂質土と粘性土の代表粒径として、それぞれ 1mm と 0.005mm を仮定し、物理モデルで得られた粘土含有率に応じて、6.8 式を用いて堤体の土質材料の平均粒径を計算した。

$$d = \left\{ \frac{C}{d_c} + \frac{1-C}{d_s} \right\}^{-1} \quad (6.8)$$

ここに、 C は粘土含有率、 d は堤体の土質材料の平均粒径、 d_s と d_c はそれぞれ上記した砂質土と粘性土の代表粒径である。

次に、比抵抗のモデル Glover 式を用いて得られた比抵抗と間隙率の関係図（図 4.23）を用いて、それぞれの粘土含有率に対応したモデル曲線から比抵抗値に対応する間隙率を求める。

以上のようにして得られた堤体の土質材料の平均粒径と間隙率を 6.7 式に示すコゼニカルマンの式に代入して推定した透水係数分布図を、推定土質分布図とともに図 6.10 に示す。迂回率 τ はここでも 5 としている。この堤体では開削断面で採取された代表的な土質

サンプルを用いて室内試験が行われ飽和透水係数が求められている。その結果と推定値を比較したものを表 6.2 に示す。砂質土、粘性土とも透水係数は 1 桁以内の差で一致していることがわかる。

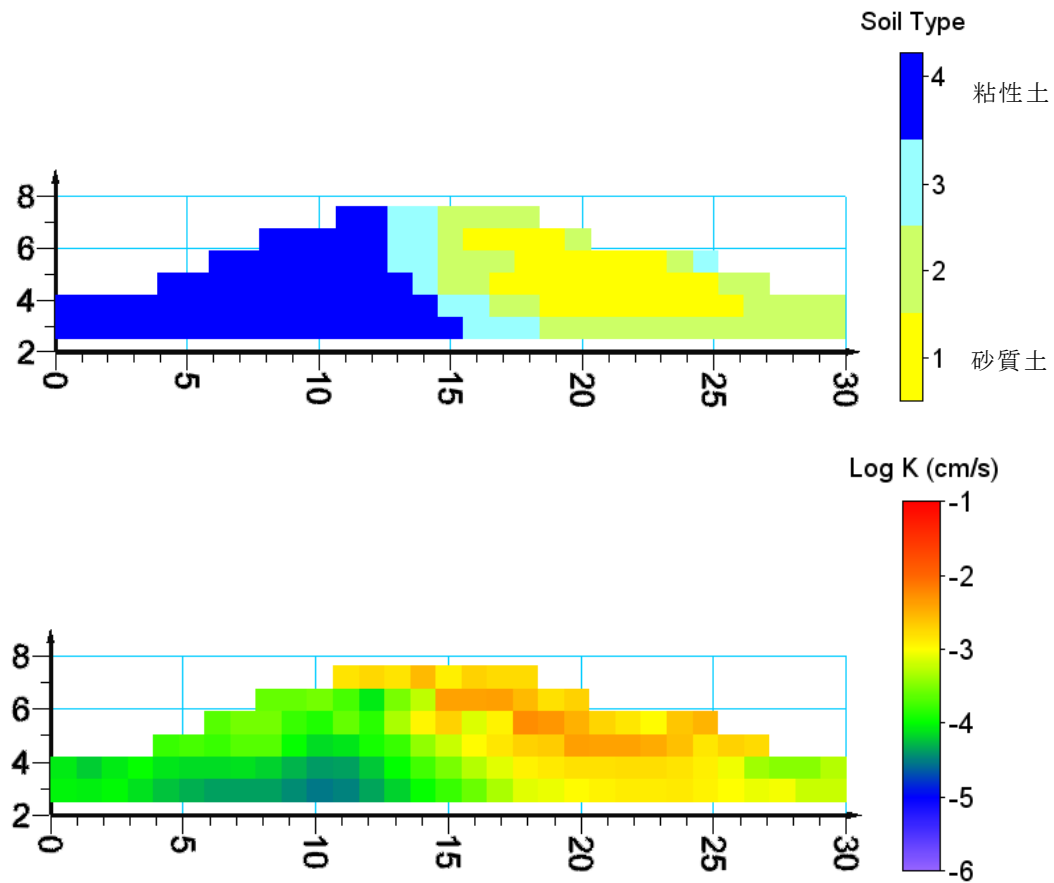


図 6.10 透水係数推定断面図
(参考のため、推定土質断面図 (図 4.26 との再掲) を上に示す)

表 6.2 実測透水係数との比較

土質	実測値	推定値
砂質土	8.22×10^{-4} cm/s	$10^{-3} \sim 10^{-2}$ cm/s
粘性土	1.21×10^{-5} cm/s	$10^{-5} \sim 10^{-4}$ cm/s

(3) 堆積性軟岩への適用

次に、堆積性軟岩（砂質シルト岩）に適用した結果を示す。このデータは、6.2 項で述べた砂質シルト岩 1 と同じデータで、サスペンション PS 検層による S 波速度と密度検層による密度値を用いた。密度値から計算した間隙率とともに、図 6.11 に深度プロファイルを再掲する。上述の通りこれらのデータに砂質頁岩モデルを適用することにより、粘土含有率を推定することができる。その結果を図 6.12 に再掲する。

粘土含有率が得られると構成粒子の平均的な粒径を計算することができる。ここでは、シルト岩を構成する砂の粒径 d_s を 0.25mm、粘土の粒径 d_c を 0.0025mm として、6.8 式を用いて平均粒径 d を計算した。計算した平均粒径を図 6.13 に示す。

物理モデルで推定した粘土含有率から求めた間隙率と平均粒径を 6.7 式のコゼニーカルマンの式に代入して計算した透水係数を図 6.14 に示す。なお、迂回率はここでも $\tau=5$ とした。同図にはボーリング孔で実施された原位置透水試験結果（赤点）も示した。17 点のデータのうち、実測値と予測値の差が 1 桁以内は 9 点(53%)、それ以上は 8 点(47%)と、土質地盤の場合に比べて予測の精度が悪い。岩盤の平均的な透水係数はとらえているものの、高透水ゾーンや低透水ゾーンはとらえきれていない。地質学的調査によると、この砂質シルト岩で透水性の高いゾーンは亀裂の多いゾーンと対応がよいことが報告されている。一方で原位置では 10^{-7}cm/s 以下の低い透水係数も計測されており、コゼニーカルマンの式の亀裂性岩や泥質岩への適用性についてのさらなる検討が必要と考える。

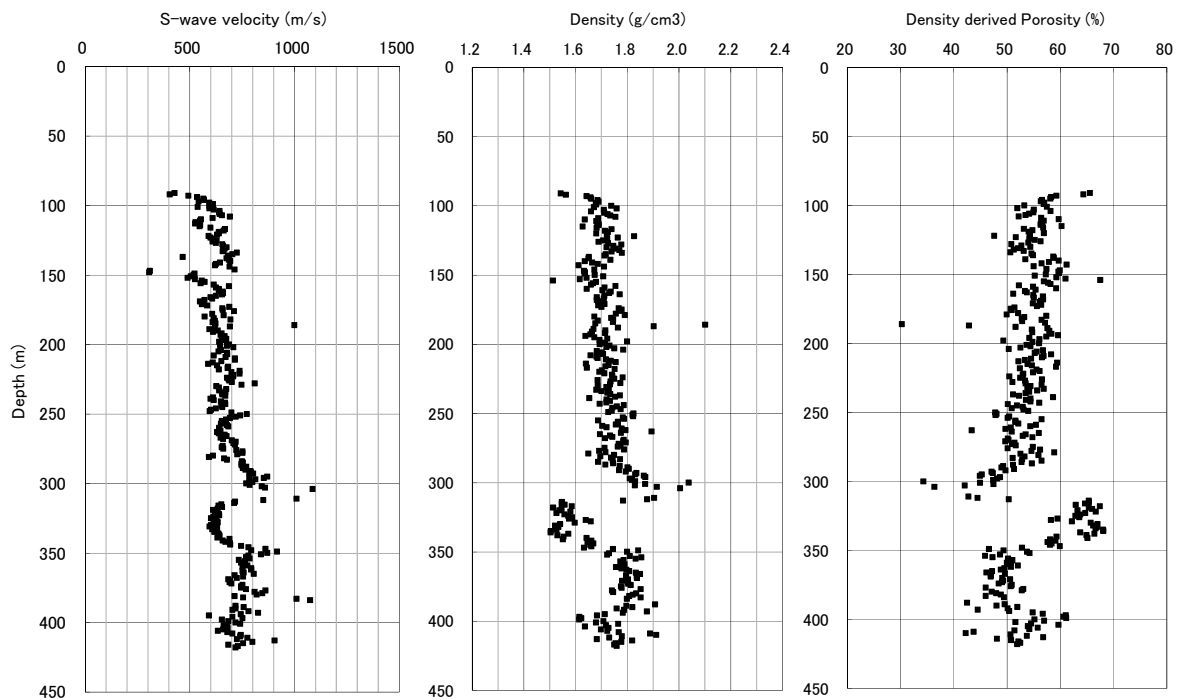


図 6.11 透水係数推定に使用した検層データ
(左：S 波速度、中：密度、右：密度から計算した間隙率)

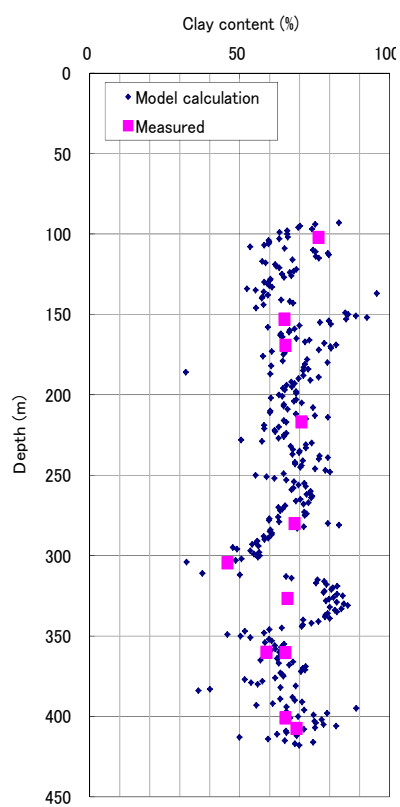


图 6.12 推定粘土含有率

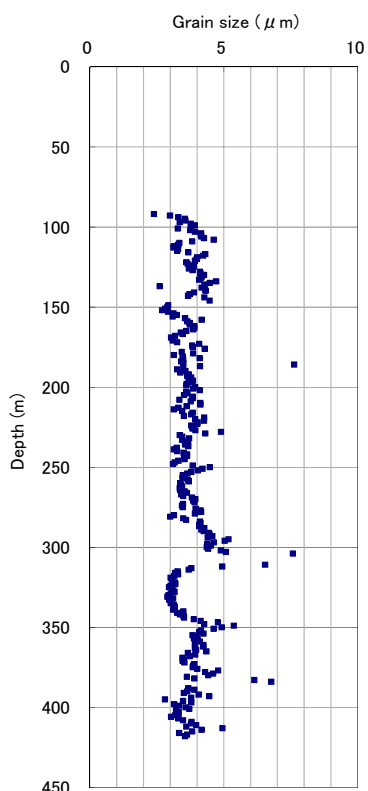


图 6.13 推定粒径

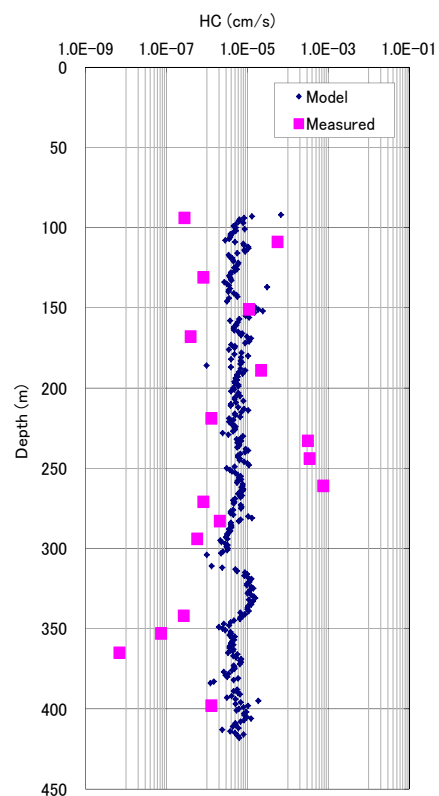


图 6.14 推定透水係数

第7章 亀裂性岩盤での亀裂特性のモデル化と応用

7. 1 緒言

花崗岩に代表者されるような結晶質岩では、岩石の物性は岩石基質の物性ととともに岩石中に存在する亀裂の存在によって左右される。従って、亀裂性岩盤の物性をモデル化する場合、亀裂のモデル化が特に重要である。比較的均質な岩石中に異なる物性をもった亀裂が混在する場合の岩石全体の物性のモデル化は2章で述べたインクルージョンモデルで取り扱うことができる。

7. 2 亀裂特性のモデル化と予測

本研究では、2.3.1 項に記載したインクルージョンモデルの1つとして広く利用されている Kuster-Toksoz モデル（以後、K-T モデルと呼ぶ）（Kuster and Toksöz, 1976）を用いて、弾性波特性から亀裂の特性（具体的には、亀裂密度や亀裂の形状を表すアスペクト比）を推定する方法について、実データへの適用を通じて検討を行った。

7. 2. 1 使用データ

亀裂性岩盤の代表例として、ここでは、花崗岩を取り上げる。この花崗岩は、細粒の花崗岩脈を含むが、全体としては粗粒の黒雲母花崗岩である（石田・長、2006）。使用した物性データは、この花崗岩中に掘削された孔長 750m のボーリング孔で実施された検層による P 波速度と密度である。

図 7.1(a), (b), (c)に、検層で得られた P 波速度、密度、密度値から岩石の密度を 2.58 と仮定して計算した間隙率の深度 10~750m までのプロファイルを示す。同図(d)に示すコア観察から得られた亀裂本数と比較するとわかるが、P 波速度や密度が急減し、間隙率が急増している深度は、亀裂が卓越する深度である。

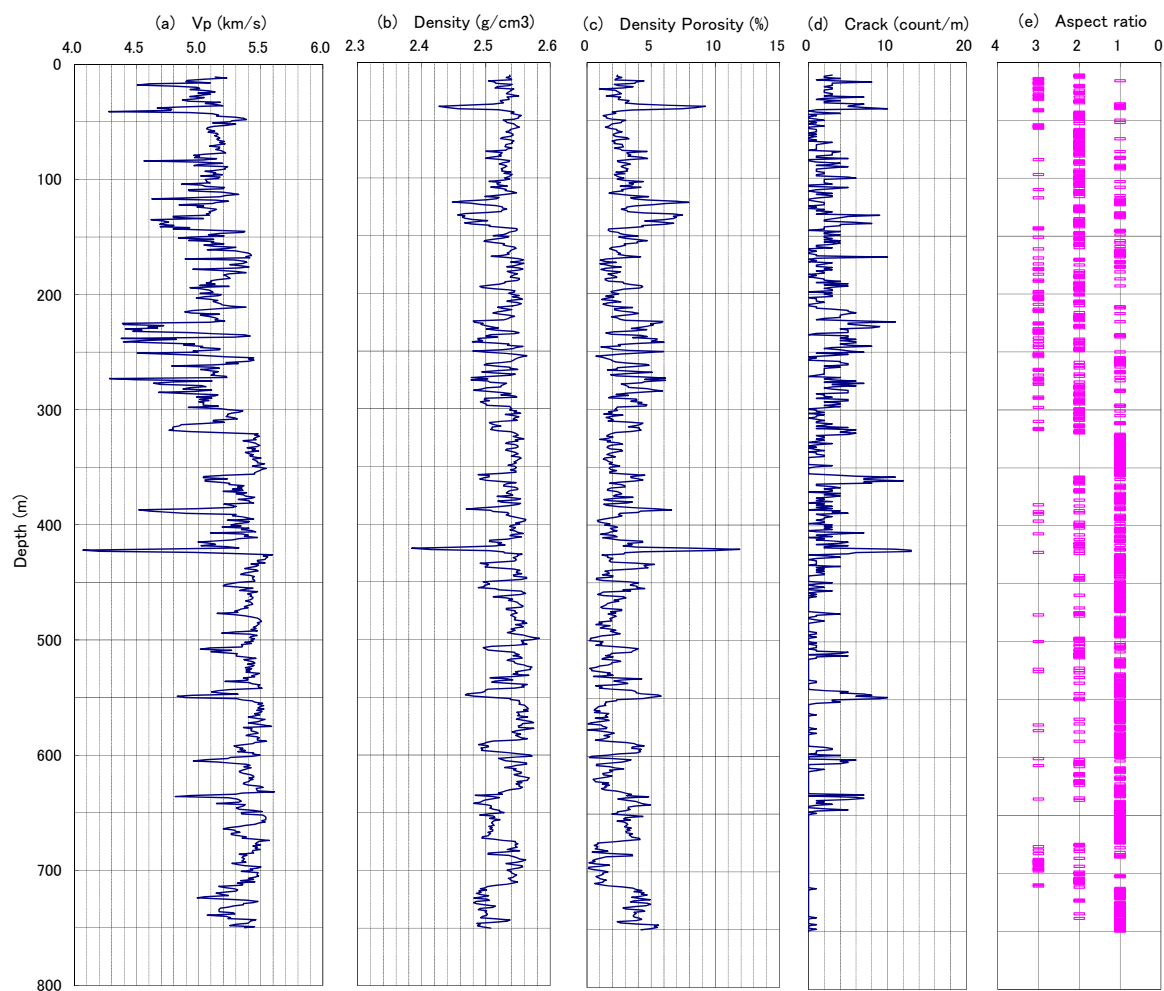


図 7.1 花崗岩中での検層データ

(a:P 波速度、b:密度、c: 密度から計算した間隙率、d: クラックの本数、e: モデルで推定したクラックのアスペクト比であり、1、2、3 は図 7.2 左に示す $AR=1,2,3$ に対応する)

7. 2. 2 亀裂のモデル化

P波速度と密度から推定した間隙率のプロファイルから作成した両物性の相関図を図7.2左に示す。図中には、K-Tモデルで、4つの異なるアスペクト比（0.02、0.05、0.1、0.8）について計算したモデル曲線もあわせて示す。計算に使用したモデルパラメータを表7.1に示す。花崗岩基質の弾性係数は、構成鉱物の弾性係数を参考にした値（斎藤ほか、1983）および測定されたP波速度の最大値を考慮して決めた。

この相関図は、P波速度と間隙率が得られた場合、岩石内に分布する亀裂のアスペクト比を推定できることを示している。そこで、4本のモデル曲線に挟まれた3つの領域をアスペクト比（AR）が大、中、小の領域と考え、それぞれAR=1、2、3として同図に示した。この図をもとに、図7.1に示すP波速度と間隙率のプロファイルから各深度の岩石中の亀裂のアスペクト比を推定した結果を図7.1(e)に示す。P波速度と間隙率から推定されたアスペクト比は0.02から0.8の間に分布しているが、亀裂数が急変する深度420m以深と以浅に分けてプロットすると（図7.2右）、図7.1(e)からもわかるように、深部ではアスペクト比の大きい、つまり円形に近い亀裂が卓越する。これは、拘束圧により水平に近い亀裂は閉じ、高角に近いものが開口亀裂として存在すると考えると理解できる。

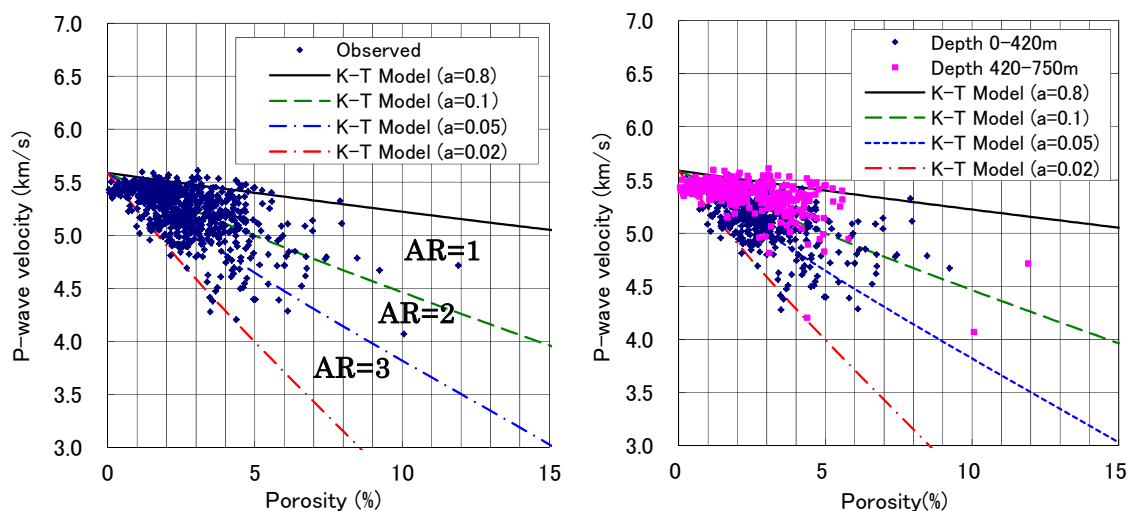


図 7.2 P波速度と間隙率の関係（点：実測値、実線：モデル計算値）
（左：全深度データ、右：黒点：0-420m、赤点：420-750m データ）

表 7.1 モデル計算に使用した物性

K_s	46.2GPa	Bulk modulus of rock matrix
G_s	28.1GPa	Shear modulus of rock matrix
K_i	2.25GPa	Bulk modulus of crack (water)
G_i	0.0GPa	Shear modulus of crack(water)

この検層データから浅部 10-100m までの記録を抜き出し、ボーリング孔内で実施されたボアホールテレビユーア BHTV（超音波を発受信し、反射波の振幅と走時を利用して孔壁を画像化する検層技術）画像から抽出された亀裂本数および映像（藤田ほか、2003）と比較した結果を図 7.3 に示す。この図には、推定されたアスペクト比も合わせて示した。P 波速度と間隙率から推定されたアスペクト比と BHTV で推定された亀裂の数を比較すると、アスペクト比の大きな亀裂 ($AR=1$) は、BHTV で検出された鉛直に近い亀裂分布に、アスペクト比の小さい亀裂 ($AR=3$) は BHTV で検出された水平に近い亀裂と対応がよいように見える。この結果は、深度 30-40m 区間の BHTV の画像（図 7.3f）からも確認でき、推定されたアスペクト比の大小が実際に観測される亀裂の形状や開口幅の特徴とよく対応していることを示している。つまり、検層で得られる物性から、岩盤内部の亀裂の概略の形状を把握できる可能性を示しているといえる。

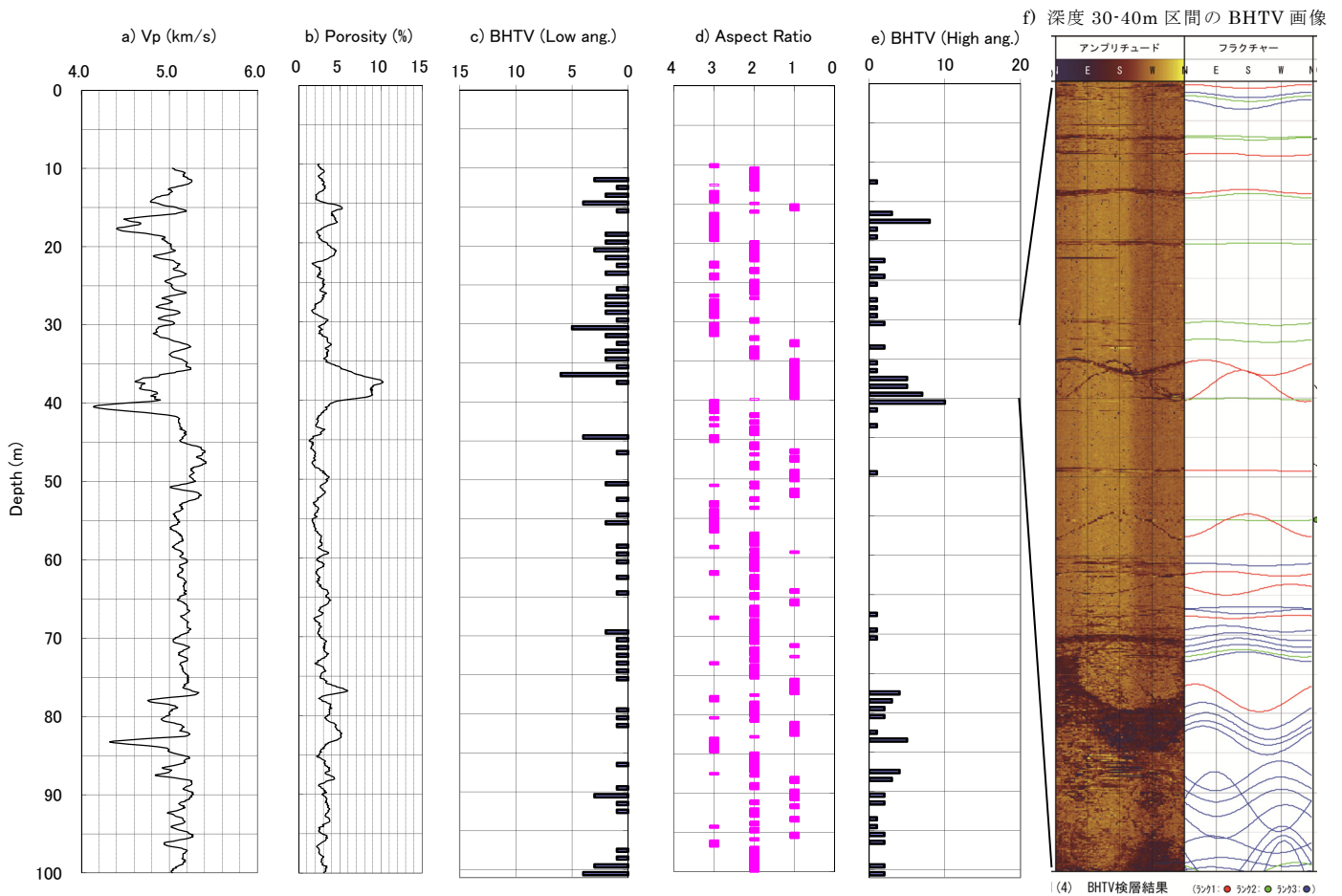


図 7.3 モデル計算によるクラックのアスペクト比と BHTV 画像の比較（画像は深度 30-40m の拡大図）
 (a:P 波速度、b:密度から計算した間隙率、c: 低角度のクラックの本数、d: モデルで推定したクラックのアスペクト比、e: 高角度のクラックの本数、f: 深度 30-40m 区間の BHTV 画像)

7. 3 掘削影響領域（EDZ）の弾性波速度低下の定量的予測

7. 3. 1 トンネル掘削に伴う岩盤のゆるみによる弾性波速度の低下のモデル化

トンネルの事前調査では、支保等の設計に必要な岩盤の力学的特性を把握するために、計画ルート上で屈折法弾性波探査が実施されるのが一般的である。しかしながら、事前調査で得られた弾性波速度に基づいて設計された支保パターンと施工実績が大きく乖離する例も少なくない(木村・大橋, 2002)。その原因は、事前調査時の弾性波探査結果は掘削によるトンネル周辺地山のゆるみが無い状態での探査結果であるため、掘削後の地山のゆるみが多い場合には、その乖離が大きくなると考えられている。木村・大橋(2002)は、ゆるみによる弾性波速度の低減を考慮した合理的なトンネル支保設計について検討するために、様々な地質条件で施工された多くのトンネル坑内で弾性波速度測定を実施し、事前調査時の速度値と比較を行った。その結果を図 7.4 に示す。地山等級の大きい岩盤ほど、掘削前後の弾性波速度の乖離が大きいことがわかる。

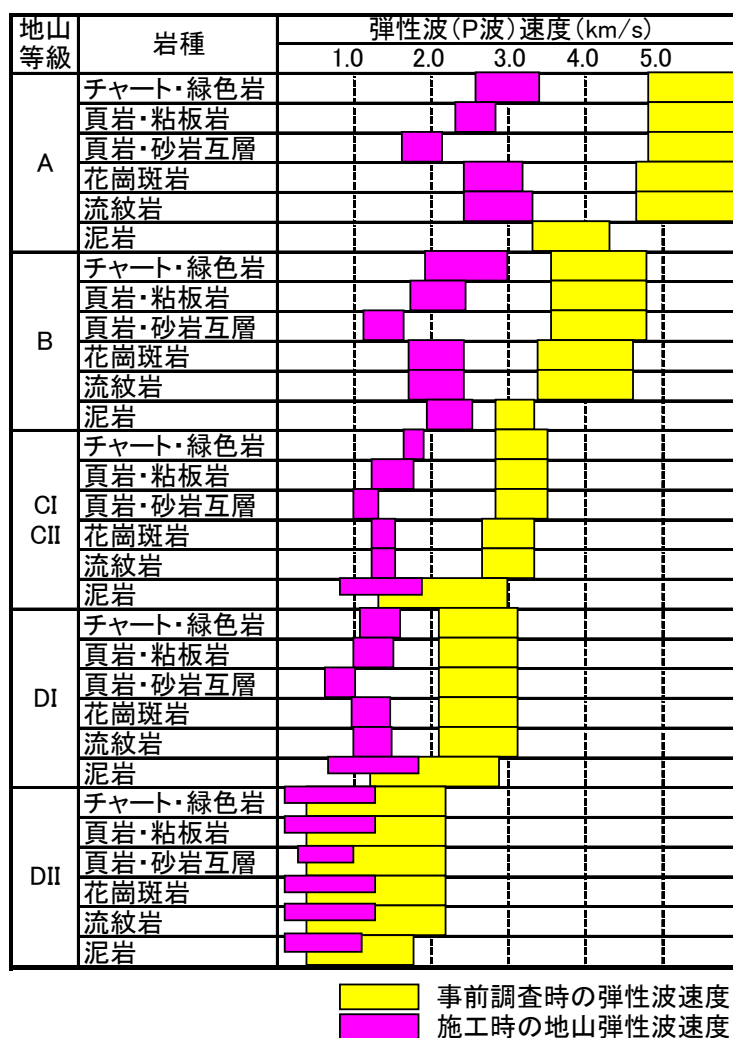


図 7.4 トンネル調査における事前、事後の弾性波速度（木村・大橋(2002)の表-3 を修正）

この原因が掘削による地山のゆるみと考え、掘削による拘束圧の低下と地下水位の低下による岩盤の不飽和化が発生すると考える。これを物理モデルで考えると、拘束圧の低下により間隙率が増大すること、不飽和化により亀裂内が水から空気に変わることで表現することができる。拘束圧の変化による間隙率(ϕ)の変化は、以下の式で表すことができる (Toksoz et al., 1976)。

$$\frac{d\phi}{\phi} = -\frac{P}{K^*} [E_1 - E_2 E_3 / (E_3 + E_4)] \quad (7.1)$$

$$E_1 = \frac{6GI}{2\pi(3K+4G)} \quad (7.2)$$

$$E_2 = \frac{6G}{4\pi(3K+4G)} (3I - 4\pi) \quad (7.3)$$

$$E_3 = \frac{\alpha^2 (3 - 9I/4\pi)(6K + 2G)}{2(1 - \alpha^2)(3K + 4G)} + \frac{6GI}{8\pi(3K + 4G)} \quad (7.4)$$

$$E_4 = \frac{1}{2} \left\{ \frac{(3 - 9I/4\pi)(6K + 2G)}{2(1 - \alpha^2)(3K + 4G)} - \frac{3G(1 - I/\pi)}{3K + 4G} \right\} \quad (7.5)$$

$$I = \frac{2\pi\alpha}{(1 - \alpha^2)^{3/2}} \{ \cos^{-1} \alpha - \alpha(1 - \alpha^2)^{1/2} \} \quad (7.6)$$

ここに、 P は拘束圧、 K^* は亀裂を含む岩石の体積弾性率、 K 、 G はそれぞれ、アスペクト比が α 以外の亀裂を含む岩石の体積弾性率と剛性率である。拘束圧の変化によるアスペクト比(α)の変化は、亀裂の大きさが変化しないとすると、以下の式で表される (Toksoz et al., 1976)。

$$\frac{d\alpha}{\alpha} = \frac{d\phi}{\phi} \quad (7.7)$$

K-T モデルとこれらの式を使って、上記例と同じような亀裂性の花崗岩を想定し、拘束圧として土被り 100m を仮定し、掘削後拘束圧が解放され、飽和から完全不飽和に変わるとして、亀裂のアスペクト比の異なる 3 つの場合 (0.005, 0.01, 0.05) について、P 波速度と間隙率の関係を計算した結果を図 7.5 に示す。ここで、3 本の実線は、それぞれのアスペクト比についてのゆるみの無い場合に対する、また、破線はゆるみを考慮した場合の計算結果である。この計算結果からわかる重要な点は、亀裂のアスペクト比が異なると速度

の低下率が大きく変わることである。つまり、アスペクト比が大きい場合には低下率は小さいが、アスペクト比が小さい場合には低下率大きい。

ここで、物理モデルで想定した花崗岩に近い岩石として図 7.1 に示す花崗斑岩の実測値を例に、間隙率 0.5%、アスペクト比 0.002 の場合を地山等級 A、間隙率 2.5%、アスペクト比 0.005 の場合を地山等級 B、間隙率 4.5%、アスペクト比 0.0065 の場合を地山等級 CI・CII に対比させると、それぞれの計算値と実測値の速度の低下率がほぼ一致することがわかる。この結果は、亀裂性岩盤を K-T モデル等を用いてモデル化することにより、事前調査で得られた弾性波速度から掘削後のゆるみの影響を受けた速度値を予測することが可能であることを示している。

さらに計算結果を詳細にみると、速度の低下のほとんどはゆるみによる岩石の不飽和化、つまり亀裂内が水から空気に変わる効果によって引き起こされていることがわかる。それを検証するために、ロックフィジックスデジタルライブラリーに収録されている花崗岩類（石英閃緑岩、花崗岩）の室内試験結果例を図 7.6 に示す。この図は、同じ岩石コアについて飽和状態と乾燥状態で超音波速度を測定した結果である。3 種類のアスペクト比での計算結果も合わせて示している。モデル計算が実測値をよく説明していることがわかる。つまり、ゆるみによって岩石が飽和から不飽和に変わった場合の速度低下率は、亀裂のアスペクト比の違いにより異なるということが物理モデルを用いることにより定量的に説明できることがわかる。

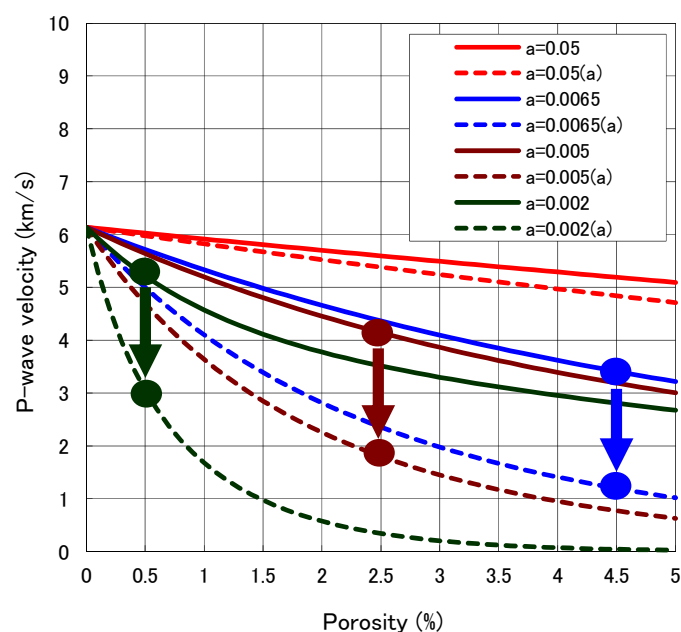


図 7.5 モデル計算による P 波速度と間隙率の関係

図中の 8 本の曲線は、4 種類のアスペクト比 (0.002, 0.005, 0.0065, 0.05) に対応して、ゆるみのない場合 (実線) と緩みを考慮した場合 (破線) の計算値。丸印と矢印は、地山等級 A (間隙率 0.5%)、B (2.5%)、CI/CII (4%) に対比される速度低下を示す。

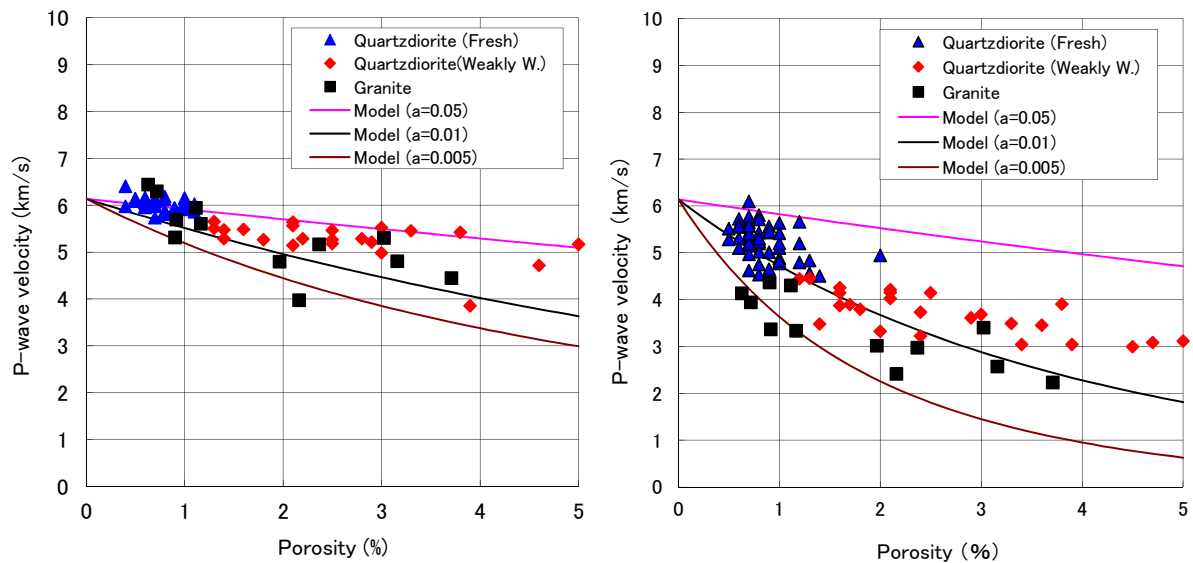


図 7.6 花崗岩類の超音波速度と間隙率の関係
(左: 飽和状態、右: 乾燥状態での測定結果。点は実測、曲線は 3 種類のアスペクト比(0.005, 0.01, 0.05) に対する計算値)

7. 3. 2 S 波速度と P 波速度の低下の違い

P 波速度に加え S 波速度も EDZ において低下することが観測されているが、その低下の傾向が岩種やその状態によって変化することがいくつかの論文で報告されている。以下にそのうちの 2 例について検討する。

図 7.7 は、Stead et al. (1990) で報告されている EDZ における P 波速度と S 波速度の低下に関する観測例である。このデータは、カナダの鉱山における坑道壁に掘削されたボーリング孔内での速度測定結果である。この例では坑道の掘削影響領域 (EDZ) における P 波速度の低下率 (約 33%) に比べ S 波速度の低下率は 10% 程度とやや小さいことがわかる。一方、図 7.8 は、Maxwell and Young (1996) で報告されている事例である。このデータは、カナダのマニトバの地下研究施設 (URL) の中のトンネルで観測された例である。亀裂の少ない塊状の花崗岩中のトンネル孔壁に掘削されたボーリング孔内の音波検層の記録である。この例では、P 波、S 波とも同じように 10% 程度の低下を示している。

これらの観測例を解釈するために上記同様、K-T モデルを使って亀裂性の岩盤を想定し、土被り 100m を仮定し、掘削後拘束圧が解放され、飽和から完全不飽和に変わるとして、亀裂のアスペクト比の異なる 4 つの場合 (0.002, 0.005, 0.01, 0.05) について、P 波速度および S 波速度と間隙率の関係を計算した結果を図 7.9 に示す。ここで、4 本の実線は、それぞれのアスペクト比についてのゆるみの無い場合に対する、また、破線はゆるみを考慮した場合の計算結果である。これらのモデル計算結果をみると、亀裂の少ない (間隙率の小さい) 比較的良質な岩盤における EDZ の場合には、P 波と S 波の速度低下率は同程度

であるが、亀裂の多い（間隙率の大きい）岩盤における EDZ の場合には、P 波速度は S 波速度よりもより大きな低下率を示す、つまり EDZ の影響を受けやすい（感度が高い）ことがわかる。これら P 波速度と S 波速度の低下率およびその特徴は上記観測結果ともよく一致しており、物理モデルの適用により、EDZ における弾性波速度の変化を定量的に予測することが可能であることを示している。

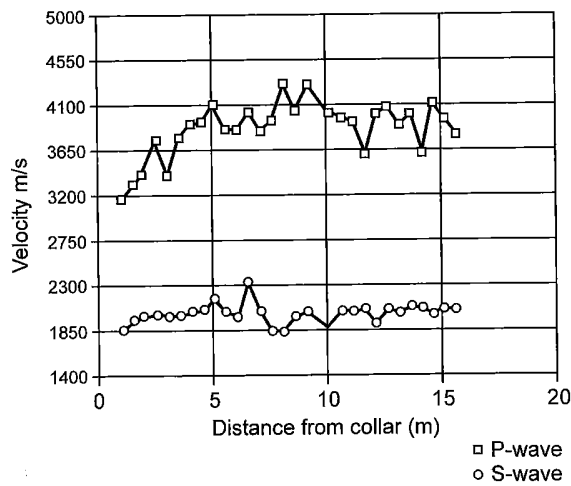


図 7.7 P 波速度と S 波速度の低下事例
(Stead et al., 1990)

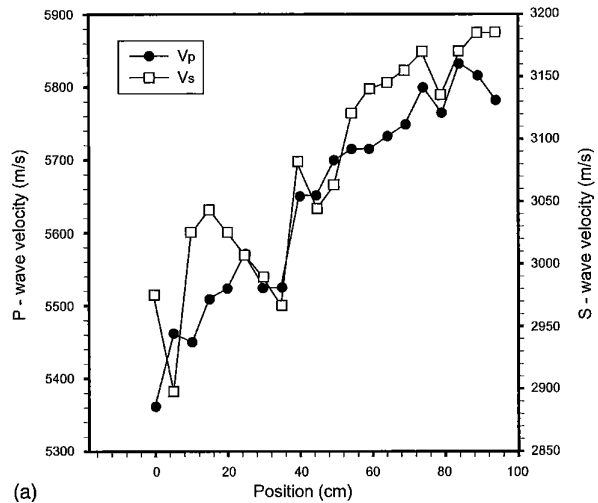


図 7.8 P 波速度と S 波速度の低下事例
(Maxwell and Young, 1996)

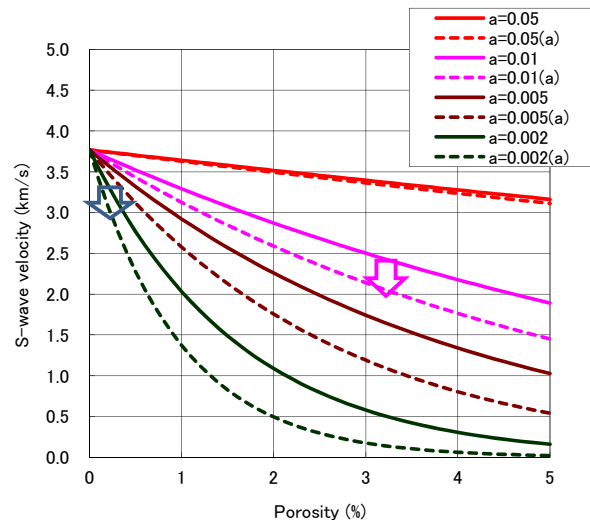
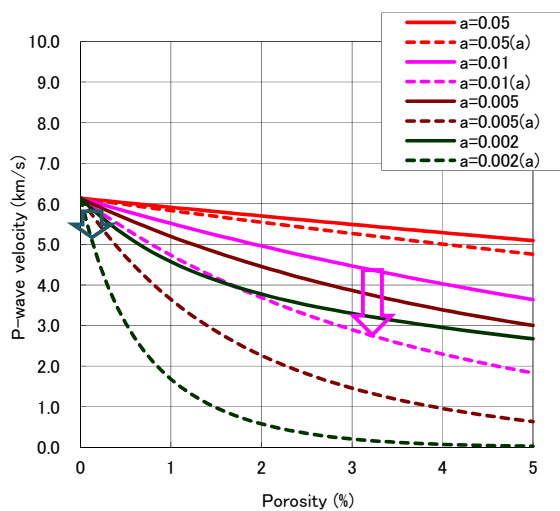


図 7.9 モデル計算による P 波速度（左）、S 波速度（右）と間隙率の関係

図中の 8 本の曲線は、4 種類のアスペクト比（0.002, 0.005, 0.01, 0.05）に対応して、ゆるみのない場合（実線）と緩みを考慮した場合（破線）の計算値。青矢印は、Maxwell and Young(1996)の事例を、赤矢印は、Stead et al., (1990)の事例を説明できる。

第8章 まとめと今後の課題

8.1 まとめ

土木分野や地盤工学分野の調査では、地下の力学的あるいは水理学的モデルを作成し、構造力学的計算や地下水の流動シミュレーション等を行って各種構造物の設計や施工を行う。この際、力学的あるいは水理学的モデル構築に必要な物性値は、ボーリング調査で採取された土や岩石のコアサンプルの室内試験やボーリング孔を利用した原位置試験によって取得されるのが一般的である。堤防のような長大構造物や広範囲に及ぶ調査では、多数のボーリング孔を掘削することは一般に経済的、時間的制約上難しい場合が多いため、ボーリング孔で観察された地質・土質情報を地表踏査等で補完して広範囲の地質・土質モデルを作成し、ボーリング孔で得られた物性値を展開し広範囲の地下構造・物性モデルを作成する手法がとられる。しかしながら、築堤履歴の長い堤防や断層等を含む複雑な地下構造を有する調査地では、このような手法では精度の高い地質・土質モデルを作成することが難しく、結果として地下の構造や物性モデルの推定精度が低下する場合も多い。

この課題を解決するための有効な手段が物理探査の利用である。物理探査法は、非破壊的に地下の状態を可視化できるため、ボーリング調査で得られる地質・土質情報や物性値をキャリブレーションに利用することにより、広範囲の地下の構造や物性モデルを効果的に構築することができる。しかしながら、探査で得られる物性は弾性波速度や比抵抗等の探査物性であるため、一般的な土木調査で求められる地盤の変形係数や強度といった力学的モデルや透水係数といった水理学的モデルを得るためには、探査物性をそれらの工学量に変換する必要がある。そのため、従来から調査地で得られた両物性間の相関関係や一般的に提案されている経験式を利用して変換が行われているが、利用可能なデータ数の問題や適用可能な地盤や岩盤の制約のため精度の高い変換を行うことが難しい場合も多い。

この課題を解決することが本研究の最大の目的である。そのための手法として最近資源探査分野で活発に研究や適用が進められているロックフィジックスモデルのような物理モデルを用いて地盤や岩盤をモデル化する手法の適用性を検討した。物理モデルは、探査物性や工学量というマクロな物性を粒子レベルのミクロなモデルで表し相互の関係を合理的に説明する。力学的特性である弾性波速度と電気的特性である比抵抗の関係が物理モデルを通して合理的に結び付けられる。その結果、複数の物理探査データを利用してより精度の高い地盤の物性モデルを構築することが可能になる。本研究では、地盤工学分野における以下の課題に適用し解決策を提示した。

(1) 土質地盤の土質構成の推定（4章）

人工的な土構造物である河川堤防の浸透や地震に対する安全性を評価するためには、堤

体や基礎地盤の土質構成を把握することが最も重要である。また、地盤の液状化の調査においては透水性や強度の評価に最も関係する地盤の土質構成の把握が最も重要である。堤防のような長大構造物や広い範囲の地盤の液状化を調査するためには物理探査とボーリングを組み合わせることが効果的である。

本研究では、ロックフィジックス分野で提案されている未固結砂岩モデルとアーチの式あるいはその拡張式を併用することにより、弾性波速度（S 波速度）と比抵抗という 2 種類の探査物性から土質地盤の粒度分布つまり土質構成を推定できることを示した。実際の飽和土質地盤と不飽和土質地盤の代表例である河川堤防にこの手法を適用し、物理探査データに基づく推定土質断面図を提示した。

（２）弾性波速度に基づく静的力学特性の推定（５章）

土木構造物の設計、施工にあたっては対象とする地盤の変形や強度特性に関する地盤モデルが必要である。従来は、調査地に掘削されたボーリング孔で得られるコア試料の室内試験や原位置試験によってこれらの物性を得て、地質踏査とボーリング孔の地質観察に基づいて作成した地質モデルをベースに展開しサイト全体の地盤物性モデルを構築するのが一般的である。しかしながら、上述のとおり一般には経済的・時間的制約から掘削されるボーリング孔数も限定されるため、複雑な地盤の場合には地盤物性モデルの推定精度が低下するという問題がある。そのような場合に物理探査を併用することができれば効果的であるが、微小歪レベルでの弾性である弾性波特性から歪レベルの大きい変形係数や強度を推定するには、歪レベル依存性を表す式を求めるか、両者の関係をモデル化する必要がある。

本研究では、ロックフィジックス分野で提案されている砂質頁岩モデルを利用して、粒子間の接触抵抗をパラメータ化し、その大きさを変えることによって歪依存性を表現するというアイデアを考案した。堆積岩の検層や超音波速度測定で得られた弾性波速度と室内三軸試験による変形係数データに適用するとともに、個別要素法によるシミュレーションでその妥当性を検証した。また、強度についても、強度の異なる 2 粒子を混ぜる砂質頁岩モデルを用いることにより弾性波速度と強度との関係を表すモデルを得た。国内の堆積性軟岩で得られた速度検層データと岩石コアの室内三軸圧縮強度データ、ならびに堆積岩試料の室内試験で測定された三軸圧縮強度と超音波速度（P 波速度）データに適用し、モデルの妥当性を評価した。弾性波速度（S 波速度）から推定される剛性率と圧縮強度との関係については、別途得られている土に対する結果とも整合的で、広い範囲の強度を有する材料について成立することを示すことができた。

（３）物理探査データを利用した地盤の水理特性の推定（６章）

地盤の透水性は、地盤中の間隙形状や連続性、間隙の分布や間隙内物質等、地盤の局所

的な状態に支配されると考えられているため、地盤の平均的な状態をとらえる物理探査データから透水性を推定することは一般的には難しいと考えられている。しかしながら、堆積岩や土のような粒状媒質の透水性は間隙率と粒径によってある程度決まることも知られており、コゼニーカルマンの式の適用性の高さも指摘されている(Dvorkin et al., 2002)。そこで、本研究では、物理モデルを利用して、物理探査データから土や岩石の間隙率と粒度分布を推定し、コゼニーカルマンの式によって透水係数を推定するという方法を考案し、実データへの適用を通して評価を行った。その結果、土質地盤については、非常に高い確度で1桁以内に透水係数を推定できることを示した。しかし、微細な亀裂が透水性を支配していると評価された堆積性軟岩（砂質シルト岩）については、岩盤の平均的な透水係数（ 10^{-5}cm/s 程度）を推定できたものの、 10^{-3}cm/s 超える大きな透水性、あるいは 10^{-7}cm/s 以下の小さい透水性を推定することはできなかった。コゼニーカルマン式の適用性に関するさらなる検討が必要と考える。

（４）亀裂性岩盤の亀裂特性のモデル化（７章）

比較的新鮮な花崗岩等の亀裂性岩盤中の亀裂は、均質媒質中の異物（インクルージョン）としてモデル化することができる。本研究では、異物による散乱波に着目したモデルである Kuster-Toksoz モデルの適用性を検討した。このモデルでは、亀裂密度（間隙率）に加えて亀裂の形状（アスペクト比）により弾性波速度をモデル化しているので、実測弾性波速度への適用により、対象とする岩盤の亀裂の形状を推定することができる。

本研究では、比較的新鮮な花崗閃緑岩で実施された音波検層による P 波速度と密度検層から推定される間隙率を用いてモデルの妥当性を評価した。評価にあたっては、ボーリングコア観察で得られた亀裂の本数およびボアホールテレビューアの画像を用いた。その結果、検層データにより推定されたアスペクト比が大きい部分は開口幅の大きい亀裂に、小さい部分は開口幅の小さい亀裂（あるいは拘束圧の大きい深部の亀裂）に対応することが確認され、定性的には検層データから亀裂の概略の特性が把握できることがわかった。

さらに、このモデルを用いることにより、トンネル分野では長年の課題であった掘削による坑壁の緩みに起因すると推定される弾性波速度の低下を定量的に予測することができることを示した。トンネルの設計段階での支保パターンは事前の屈折法地震探査による弾性波速度を参考に決定される場合が多いが、この問題の解決により、掘削による緩みを考慮した支保パターンの設計が可能となると期待される。緩みによる弾性波速度の低下は、岩種や岩質により P 波と S 波で異なることが報告されている。この現象も今回のモデル化によって説明できることも示すことができた。

8. 2 今後の課題

本研究では、地盤工学分野における物理探査データの解釈技術の高度化を図ることを目的に、物理モデルを利用して物理探査データをモデル化し、地盤や岩盤の力学的、水理学的特性を推定する手法について検討を行った。その結果、様々な地盤工学分野においてその有効性を示すことができた。しかしながら、実データへの適用を通じて今後の課題も明らかとなった。以下にその課題と解決の見通しについて私見を述べる。

(1) 探査分解能の問題

① 探査データ間の取得分解能の違い（アップスケーリングの問題）

今回の探査データのモデル化においては、室内試験、検層（原位置試験）、地表探査で得られた各種の探査データを用いたが、それらの取得スケールの違いについては議論しなかった。物理探査は波長や感度分布で表されるような範囲内の平均的な物性を反映した値が取得されるため、スケールの異なる物性値をモデル化に使用する場合注意が必要である。しかしながら、4.4 項で述べた河川堤防での探査物性からの土質構成の推定では、コーン貫入試験データによって作成した物理モデルを地表探査データに適用した。また、6 章で示した間隙率や粘土含有率の推定では室内試験による間隙率と検層による速度値でモデル化を行ったが、スケールの違いによる問題は顕在化していない。一方、超音波速度と検層や地表弾性波探査での速度との違いが明らかなデータも多い。有効媒質モデルでの RVE（代表体積要素）と探査スケールとの検討が必要と考える。

② 求めたい特性の支配スケールと探査分解能

結晶質岩等では透水性は非常に薄い亀裂に支配される場合が多い。堆積岩の力学的強度、特に動的強度は非常に薄いはさみ層等によって支配される場合もある。このような探査分解能以下の構造を有した地盤をモデル化する場合、亀裂などの特性を平均化できない場合には本研究で適用した有効媒質モデルでのモデル化は難しいと考えられる。亀裂分布等を予め与える決定論的モデルと融合したモデル化についての検討が必要である。

(2) 探査物性の精度

当然のことながらモデル化では探査で得られた物性値そのものを使用する。上記分解能に関係した精度以外にも、使用するデータの精度や信頼性についても吟味が必要である。モデル化の際には各物性間の関係を理解するために最初にクロスプロットを作成する。この際にデータの大まかな品質管理を行うことができる。測定や解析に起因したシステマティックな誤差があればこの段階でわかるが、誤差の定量的な評価はほとんどの場合難しい。当面はクロスプロット等による品質チェックの手順を明確にし

ておくことが必要と考える。

(3) 物理モデルの選択

実データのモデル化にあたりどのモデルを使用するかも課題の1つである。2章の図2.3に示す既往のモデル分類を参考にするのが便利であるが、決まった手順はない。本研究の中では同じデータに別のモデルを当てはめ検討も行ったが、土や軟岩の場合には未固結砂岩モデルといった軟らかい岩石を対象としたモデルが適していることが適用を通じて明らかとなった。5章で示した時代の古い堆積岩を含むデータの場合でも資源探査分野でよく利用されるセメントを含むモデルを適用することはなかった。モデル選択の手順についてもある程度の指針は必要であると考ええる。

(4) データベースの充実

今回研究のインフラとして、ロックフィジックスデジタルライブラリーを製作し公開している(金子・高橋, 2008)。製作した2008年以後新規に収集できたデータも適宜アップロードしているが、データ数の充実のためには新たな収集も必要と考えている。今後、関連学会や団体等との協力も検討していきたい。

(5) ロックフィジックスを利用した解釈技術の普及・拡大

本研究により、ロックフィジックスモデルなどの物理モデルを利用した探査データの解釈技術の利点を示せたと考えている。実際、河川堤防調査での土質構成の推定法として本研究で提案した手法が適用されている事例もある。しかしながら、学会発表等における発表だけでは本手法の普及拡大は望めないと考えている。上記データベースと一体となった講習会の企画や研究組合などを通じた活動も今後検討していきたい。

謝辞

本論文をまとめるにあたっては、京都大学大学院工学研究科の松岡俊文教授に、終始励ましと丁寧なご指導をいただきました。また、研究以外の様々な場面でもご助言、ご指導を賜りました。心より感謝いたします。

また、論文の内容や物理探査が取り組むべき技術課題について多くのご助言をいただきました京都大学大学院工学研究科の大津宏康教授、村田澄彦准教授、水戸義忠准教授、岸田潔准教授には深く感謝いたします。

本論文にまとめた多くの研究の共同研究者として研究を共に実施していただくとともに、研究を進展させるためのアイデアや技術的内容について常にご助言いただきました公益財団法人深田地質研究所の田中莊一博士に深く感謝いたします。

本論文で物理モデルの適用性を評価するために使用した物理探査データの多くは、たくさんの方々と一緒に進めた共同研究の中で取得されたものやご厚意によってご提供いただいたものがほとんどです。以下に記して改めて関係者の皆様に感謝いたします。

第4章で述べた河川堤防への適用例（その1）で使用したデータは、国土交通省近畿地方整備局近畿技術事務所が平成18年度から20年度にかけて京都大学大学院工学研究科に委託実施した「河川堤防の内部構造調査と探査機器の開発研究」の中で取得されたものです。本研究では、芦田讓京都大学名誉教授を委員長とする「京都大学河川堤防の内部構造調査と探査機器の開発研究委員会」の多くの委員の皆様と一緒に研究を進めました。ここに改めて感謝いたします。

第4章で述べた河川堤防への適用例（その2）で使用したデータは、平成23年から25年度にかけて実施した国土交通省の建設技術研究開発助成研究で取得したデータです。本研究を共同で進めていただいた京都大学大学院工学研究科の松岡俊文教授、サンコーコンサルティング株式会社の相澤隆生、村田和則、西尾英貴各氏に感謝いたします。また、現場評価試験実施においては、近畿地方整備局福井河川国道事務所九頭竜川出張所の藤田悦夫、糸純司両氏に現場の手配や既往データの提供などでお世話になりました。ここに改めて感謝いたします。

第4章で述べた飽和土質地盤への適用に関する検討で使用した土質地盤での検層データは、応用地質株式会社の小西千里氏に提供いただきました。関係する地盤情報に関する資料等の入手につきましてもご協力いただきました。ここに改めて感謝します。

第5章および第6章で使用した堆積性軟岩のデータの多くは、独立行政法人 新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）の委託により、公益財団法人深田地質研究所が実施した「平成18/19年度知的基盤創成・促進研究開発事業／地下利用・開発のための基盤技術としてのロックフィジックスの研究開発」で収集したものです。本データの多くはロックフィジックスデジタルライブラリーにも収録されています。収集にあたり、データの

取得条件などの詳細についてご教示いただいた応用地質株式会社の岩本健氏に感謝いたします。

第 7 章で述べた亀裂性岩盤のデータとして使用した花崗岩でのボーリングデータ、孔壁画像、亀裂に関する詳細なデータを提供いただき、亀裂の性状などについてご助言いただいた公益財団法人深田地質研究所の藤田勝代博士に感謝します。また、掘削影響領域 (EDZ) の弾性波速度の低下に関する研究のきっかけをいただいた元応用地質株式会社の岡部幸彦氏には、トンネル掘削に関する勉強会にも招待いただきご議論いただきました。ここに記して感謝いたします。

第 3 章で述べたロックフィジックスデジタルライブラリーの製作にあたっては、公益財団法人深田地質研究所の金子誠氏にご協力いただきました。ここに記して感謝いたします。

最後に、本研究を進める過程で多くの機会にご議論、ご助言いただいた公益財団法人深田地質研究所の各研究員の皆様、公益財団法人地球環境産業技術研究機構 (RITE) の東宏幸博士、応用地質株式会社の小西千里氏に改めて感謝いたします。

参考文献

- 安藤誠、小西千里、東宏幸、内田利弘(2008)：幌延における弾性定数と間隙率の関係の検討、物理探査学会第 119 回学術講演会論文集，69-72.
- 安藤誠、東宏幸、内田利弘(2009)：二粒子モデルを用いた弾性波速度と電気伝導度の組合せ解釈、物理探査学会第 121 回学術講演会論文集，87-90.
- Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Ann. Inst. Mech. Eng.*, 146, 54-62.
- Avseth, P., Mukerji, T. and Mavko, G. (2005): *Quantitative seismic interpretation*, Cambridge University Press, Cambridge.
- 物理探査学会(1998)：物理探査ハンドブック，物理探査学会，東京.
- Carcinoe, J. M., Ursin, B. and Nordskog, J. I. (2007): Cross-property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks, *Geophysics*, 72, E193-E204.
- Carman, P.C. (1956): *Flow of gases through porous media*, Academic Press Inc., Butterworths Sc. Pul., London.
- Cundall, P. A. and Strack, O. D. L. (1979): A discrete numerical model for granular assemblies, *Geotechnique*, 29, 47-65.
- Duffaut, K., Marion, L. and Sollie, R. (2010): Using Mindlin theory to model friction-dependent shear modulus in granular media, *Geophysics*, 75, E143-E152.
- Dvorkin, J., Mavko, G. and Mukerji, T., (2002), *Rock physics reservoir characterization – Approaches and Methods Tutorial -*, Stanford University, Stanford.
- 藤田勝代，堀川滋雄，横山俊治(2003)：深度 600m 試錘による岡山県万成花崗岩の割れ目の分布様式，日本応用地質学会平成 15 年度研究発表会 講演論文集，331-334.
- Glover, P. W. J., Hole, M. J. and Paus, J. (2000): A modified Archie's law for two conducting phase, *Earth and Planetary Science Letter*, 180, 369-383.
- Goodman, R.E. (1989) : *Introduction to Rock mechanics*, 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York.
- 羽竜忠男，西川貢，伝法谷彰人(2001)：間隙率-飽和度トモグラフィー (ϕ -Sw tomography) の応用地質学的研究，日本応用地質学会研究発表会講演論文集,2001, ,115-118,日本応用地質学会
- Hashin, Z. and Shtrikman, S. (1963): A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials, *J. Mech. Phys. Solids*, 11, 127-140.
- 星野一男，加藤碩一，深部物性データ編集委員会(2001)：本邦産岩石の深部物性データ集，産業技術総合研究所，地質調査総合センター.

- 石田直人, 長秋雄 (2006): 産総研岡山応力測定コアにおける花崗岩割れ目の特性, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 509-512.
- 地盤工学会(2001): 地盤工学への物理探査技術の適用と事例, 地盤工学会, 東京.
- 金子誠, 高橋亨 (2008): ロックフィジックスデジタルライブラリー, 深田地質研究所年報, 9, 161-167.
- 木村正樹, 大橋弘紀 (2002): 弾性波速度の低減を考慮した合理的なトンネル支保の選定について, 応用地質技術年報, 117-125.
- 小西千里, 小林源裕(2005): 土質地盤における物理検層結果を利用した透水係数の推定方法の検討, 物理探査学会第 112 回学術講演会論文集, 62-65.
- 小西千里, 東宏幸, Dvorkin, J., 荻沼真之 (2007): 堆積性軟岩の Rock Physics model, 物理探査学会第 116 回学術講演会講演論文集, 141-144.
- 小西千里, 東宏幸(2008): 二粒子モデルを用いた地盤の弾性定数の推定, 物理探査学会第 118 回学術講演会論文集, 13-16.
- Kuster, G.T. and Toksoz, M.N. (1974): Velocity and attenuation of seismic waves in two phase media, *Geophysics*, 39, 587-618.
- ランダウ・リフシッツ(1989): 流体力学(1),(2), 竹内均訳, 東京図書, 東京.
- Mavko, G., Mukerji, T. and Dvorkin, J. (2009): *The rock physics handbook*, second edition, Cambridge University Press.
- Maxwell, S.C. and Young, R. P. (1996): Seismic imaging of rock mass responses to excavation, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 33 (7), 713-724.
- 三村衛, 吉村貢 (2007): 多機能型 R I 密度コーン貫入試験機の開発と測定精度向上に関する研究, 土木学会論文集 C, 63, 649-661.
- Mindlin, R. D. (1949): Compliance of elastic bodies in contact, *J. Appl. Mech.*, 16, 259-268.
- Nagumo, S. (1957): Studies on elastic wave velocity in elastic rock, *Bull. Geol. Survey of Japan*, 8, 505-522.
- Oda, M. and Iwashita, K. editors (1999): *Mechanics of granular materials*, An introduction, Balkema, Rotterdam.
- Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T. (2002): Microcrack evolution and brittle failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140MPa, *J. Geophys. Res.*, 107(B1), ECV9-1-9-17.
- Raymer, L.L., Hunt, E.R., Gardner, J.S. (1980): An improved sonic transit time-to-porosity transform, *Trans. Soc. Prof. Well Log Analysts*, 21st Annual Logging Symposium, Paper P.
- 斎藤徳美, 阿部司, 佐藤七郎 (1983): 複合体の弾性理論を結晶質岩石に適用するに際して

- の Matrix の弾性定数の見積について, 物理探鉱, 36, 1-15.
- Schön, J. H. (2004): Physical properties of rocks, Elsevier, Amsterdam.
- Sharma, R., Baxter, C. and Jander, M. (2011): Relationship between shear wave velocity and stresses at failure for weakly cemented sands during drained triaxial compression, Soils and Foundations, 51, 761-771.
- Stead, D., Szczepanik, Z. and Mackintosh, A. D. (1990): Borehole acoustic logging around underground potash mine opening, Proc. of 6th IAEG Congress, Amsterdam, Price (ed.), 2, 1037-1043, Balkema, Rotterdam.
- 須藤宏, 田中利和, 近藤達敏(2005): 山岳トンネル地質調査における弾性波速度による変形特性評価, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 345-346.
- 鈴木浩一, 木方建造, 宮川公雄, 岡田哲実(2000): 物理探査データによる地盤物性値の評価法の開発(その2) --堆積性軟岩・硬岩を考慮した透水係数の解析法の適用--, 電力中央研究所報告, U99080.
- 高橋亨, 田中莊一(2009): ロックフィジックスをベースにした浅層物理探査データの解釈技術に関する研究ー堆積性軟岩の岩石モデル解析ー, 物理探査, 62, 437-446.
- Takahashi, T. and Tanaka, S (2009): Rock physics model for interpreting elastic properties of soft sedimentary rocks, International Journal of JCRM, 4, 53-59.
- Takahashi, T and Yamamoto, T. (2010): An attempt at soil profiling on a river embankment using geophysical data, Exploration Geophysics, 41, 102-108.
- 高橋亨, 田中莊一(2012): ロックフィジックスをベースにした堆積性軟岩の動的及び静的弾性係数のモデル化, 材料, 61, 3, 228-232.
- Takahashi T. and Tanaka S. (2013): Rock physical interpretation of the compressive strength – seismic velocity relationship for sedimentary rocks, Exploration Geophysics, 44, 31-35.
- 高倉伸一(2003): アーチの式と並列回路モデル, 2003 年 Conductivity Anomaly 研究会論文集, 127-132.
- 田中俊彦, 阿部知之, 林宏一, 小西千里(2007): 河川堤防における非破壊調査手法の研究ー開削調査による物理探査手法の適用性検証ー, 応用地質技術年報, No.27, 29-54.
- Toksoz, M.N., Cheng, C.H. and Timur, A. (1976): Velocities of seismic waves in porous rocks, Geophysics, 41, 621-645.
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W. (1956): Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, Geophysics, 21, 41-70.
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, G.H.F. (1958): An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media, Geophysics, 23, 459-493.
- 山本剛, 小段栄一, 糸川政孝, 京都大学河川堤防の内部構造調査と探査機器の開発研究 研

究員会(2008)：河川堤防調査における物理探査の適用性に関する研究－国土交通省近畿技術事務所河川堤防の内部構造調査と探査機器の開発研究の成果－，最新の物理探査適用事例集，113-122.

Zhang, L. (2005): Engineering properties of rocks, Elsevier, Amsterdam.

付録 A : Hertz-Mindlin の式

図 A1 に示すように 2 つの同じ大きさの球状粒子が接触している場合を仮定する。ここに、 F は 2 粒子に垂直方向に働く力、 T は 2 粒子にせん断方向に働く力である。粒子半径が R 、垂直方向の変位を δ 、せん断方向の変位を τ で表す。この時、垂直方向およびせん断方向のスティフネス (S_n , S_t) は、それぞれ以下のように定義される。

$$S_n = \frac{\partial F}{\partial \delta} \quad S_t = \frac{\partial T}{\partial \tau} \quad (\text{A1})$$

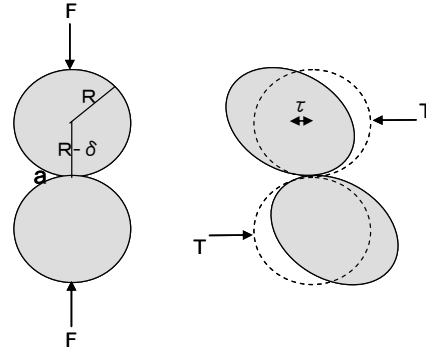


図 A1 粒子の接触モデル

このような粒子が集合体を形成し、その間隙率を ϕ 、粒子どうしの接触点数の平均を n (配位数という) とすると、粒子の集合体の有効体積弾性率 K_{eff} と有効剛性率 G_{eff} はそれぞれ以下の式で表される。これは、集合体に働く力と体積弾性率と剛性率の定義から求められる (Duffaut et al., 2010)。

$$K_{eff} = \frac{n(1-\phi)}{12\pi R} S_n \quad (\text{A2})$$

$$G_{eff} = \frac{n(1-\phi)}{20\pi R} (S_n + 1.5S_t) \quad (\text{A3})$$

垂直方向のスティフネス S_n は、粒子間の接触面の半径 a と粒子の弾性係数 (G , ν) を用いて (A4) 式で表されるが、半径 a が (A5) 式で表されるので、結局 (A6) 式のように表される。この式を (A2) 式に代入すると、体積弾性率に対する Hertz-Mindlin の式 ((A7) 式) が得られる。

$$S_n = \frac{4Ga}{1-\nu} \quad (\text{A4})$$

$$a = R \left[\frac{3\pi(1-\nu)}{2n(1-\phi)G} P \right]^{\frac{1}{3}} \quad (\text{A5})$$

$$S_n = R \left[\frac{96\pi G^2 P}{n(1-\nu)^2(1-\phi)} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (\text{A6})$$

$$K_{eff} = \left[\frac{n^2(1-\phi)^2 G^2}{18\pi^2(1-\nu)^2} P \right]^{\frac{1}{3}} \quad (\text{A7})$$

一方、せん断方向のスティフネス S_t は、同様に粒子間の接触面の半径と粒子の弾性係数を用いて (A8) 式で表されるので、(A3)、(A4)、(A5) 式を用いると、剛性率に対する Hertz-Mindlin の式 ((A9) 式) が得られる。

$$S_t = \frac{8Ga}{2-\nu} \quad (\text{A8})$$

$$G_{eff} = \frac{5-4\nu}{5(2-\nu)} \left[\frac{3n^2(1-\phi)^2 G^2}{2\pi^2(1-\nu)^2} P \right]^{\frac{1}{3}} \quad (\text{A9})$$

付録 B : Kuster-Toksoz モデル

インクルージョンモデルの 1 つである Kuster-Toksoz モデルは、インクルージョンを含む媒質に地震波が入射した際のインクルージョンによる散乱波の強度（変位）の総計が有効媒質としてみたインクルージョンを含む媒質全体による散乱波の強度（変位）に等しいと仮定して有効媒質とインクルージョンの弾性係数の関係を求めている。

図 B1 に示すインクルージョンを含む媒質に入射した地震波による散乱波の振幅（変位ベクトル）を、インクルージョンおよび媒質全体についてそれぞれ(B1)式と(B2)式で表すが、このモデルでは、これらを等しいとおいた(B3)式がベースになる。なお、本モデルでは、1) インクルージョンを含む媒質は等方媒質、つまり、インクルージョンはランダムに分布、指向性もない。2) 多重散乱波は無視できるくらい小さい（Born 近似を使用）、3) 散乱波も指向性はない、と仮定している。さらには、4) 地震波の波長はインクルージョンや有効媒質の大きさに比べてはるかに長いことおよび5) 媒質から十分遠方(far field)での波動場を仮定している。

$$u(x) = u_0(x) + \sum_{s=1}^N u_s(x, x_s) \quad (\text{B1})$$

$$u(x) = u_0(x) + u^*(x, x_0) \quad (\text{B2})$$

$$u^*(x, x_0) = \sum_{s=1}^N u_s(x, x_s) \quad (\text{B3})$$

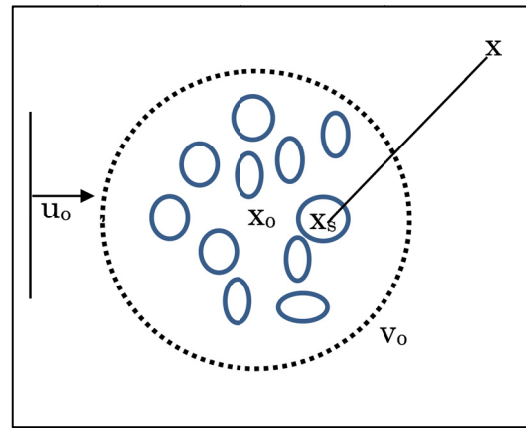


図 B1 インクルージョンを含む媒質における地震波の散乱

ここに、 x , x_0 , x_s はそれぞれ、変位を観測する地点、有効媒質の中心、散乱源（インクルージョン）の位置を、 u , u_0 , u_s は、それぞれの変位ベクトルを表す。 N は散乱源（インクルージョン）の数である。

球座標系で媒質を伝播する平面 P 波を(B4)式のように表すと、入射波の変位は(B5)式で表わされる。

$$u = \frac{A}{ip} e^{i(px - wt)} \quad (\text{B4})$$

$$\begin{aligned}
u_0 &= -\frac{A}{p^2} \sum_{n=0}^{\infty} (2n+1) i^n \frac{d}{dr} j_n(pr) P_n(\cos \theta) \\
v_0 &= -\frac{A}{p^2} \sum_{n=0}^{\infty} (2n+1) i^n \frac{j_n(pr)}{r} \frac{d}{d\theta} P_n(\cos \theta)
\end{aligned} \tag{B5}$$

ここに、 u_0 と v_0 は、それぞれ変位ベクトルの放射方向と接線方向の変位、 A は振幅、 p は波数、 ω は角周波数である。 J_n は球面ベッセル関数、 P_n はルジャンドルの多項式である。

この入射波に対するインクルージョンによる散乱波の変位は、インクルージョンの形状によって異なる形で表される。インクルージョンが球形の場合には (B6) 式で表される。

$$\begin{aligned}
u &= -\frac{iA}{p} (pa)^3 \frac{e^{i(pr-\omega t)}}{pr} \left[Be_0 - Be_1 \cos \theta - \frac{Be_2}{4} (3 \cos 2\theta + 1) \right] \\
v &= -iA \frac{(sa)^3}{p} \frac{e^{i(sr-\omega t)}}{sr} \left[Be_1 \sin \theta + \frac{3s}{4p} Be_2 \sin 2\theta \right] \\
Be_0 &= \frac{K - K'}{3K' + 4G} \\
Be_1 &= \frac{\rho - \rho'}{3\rho} \\
Be_2 &= \frac{20}{3} \frac{G(G' - G)}{6G'(K + 2G) + G(9K + 8G)}
\end{aligned} \tag{B6}$$

ここに、 a は球形のインクルージョンの半径、 K 、 G および K' 、 G' はそれぞれ基質とインクルージョンの体積弾性率と剛性率である。 ρ 、 ρ' はそれぞれ、基質とインクルージョンの密度である。なお、 s は p と同じく波数である。

一方、インクルージョンが楕円体の場合には、楕円座標系で変位を表すのが便利であるが、変位ベクトルを球座標系のように分離できないため、グリーン関数を用いた積分形式で表す。基質中の点 x で観測される変位場 $\Delta u(x)$ は、インクルージョン内部の点 ξ での変位場を $v(\xi)$ 、基質中の点 y で i 方向に働く力によるグリーン関数の k 成分を $\Omega_{ki}(x, y)$ で表すと、基質の弾性係数を C_{ijpq} とすると、(B7) 式で表される。なお、インクルージョンの物性は ρ' 、 C' のように表す。

$$\Delta u_k(x) = \int_V \left\{ \omega^2 (\rho' - \rho) v_i(\xi) \Omega_{ki}(x, \xi) - (C'_{ijpq} - C_{ijpq}) \frac{\partial v_p}{\partial \xi_q} \frac{\partial \Omega_{ki}}{\partial \xi_j}(x, \xi) \right\} d\xi \tag{B7}$$

ここに、テンソル表記は縮約表記としており、簡単のため $e^{i\omega t}$ は省略している。これに基づき、任意の方向を向いた楕円体による散乱波は遠方近似で (B8) 式で表される。なお、 λ

はラメの定数である。

$$\Delta u_k(x, \zeta) = V \left[\omega^2 (\rho' - \rho) u_{0i}(\zeta) \Omega_{ki}(x, \zeta) - \left\{ (\lambda' - \lambda) U_{pprs} \delta_{ij} + 2(G' - G) U_{ijrs} \right\} e_{0rs} \frac{\partial \Omega_{ki}}{\partial \zeta_i}(x, \zeta) \right] \quad (B8)$$

本研究のモデル化では、基質に 1 種類のインクルージョン（具体的には、水や空気で満たされた間隙）が含まれる場合のモデル化を行っている。そこで、以下では、いわゆる 2 相（基質と 1 種類のインクルージョン）の場合で且つインクルージョンの形状が楕円体の場合の定式化について記述する。

(B8)式に基づき、基質とインクルージョンによる散乱波の変位はそれぞれ(B9)式と(B10)式で表せる。それらを等しいとおき、インクルージョンの体積の総計を c （濃度や間隙率に対応させることができる）で表すと(B11)式が得られ、有効媒質(*の付いた記号)とインクルージョン('の付いた記号)の弾性係数の関係が求められる。

$$\Delta u_k^*(x, \zeta^0) = V \left[\omega^2 (\rho^* - \rho) u_{0i}(\zeta^0) \Omega_{ki}(x, \zeta^0) - \left\{ P^*(K^* - K) \delta_{ij} e_{0pp} + 2Q^*(G^* - G) (e_{0ij} - \delta_{ij} \frac{e_{0pp}}{3}) \right\} \frac{\partial \Omega_{ki}}{\partial \zeta_i^0}(x, \zeta^0) \right] \quad (B9)$$

$$\sum_{n=1}^N \Delta u_k(x, \zeta^0) = \sum_{n=1}^N V_n \left[\omega^2 (\rho' - \rho) u_{0i}(\zeta^0) \Omega_{ki}(x, \zeta^0) - \left\{ (\lambda' - \lambda) \delta_{ij} A_{pprs} + 2(G' - G) A_{ijrs} \right\} e_{0rs} \frac{\partial \Omega_{ki}}{\partial \zeta_i^0}(x, \zeta^0) \right] \quad (B10)$$

$$\begin{aligned} & \omega^2 \Omega_{ki}(x, \zeta) u_{0i}(\zeta) \{ (\rho^* - \rho) - c(\rho' - \rho) \} - \\ & \left\{ \delta_{ij} e_{0pp} P^*(K^* - K) + 2Q^*(G^* - G) (e_{0ij} - \delta_{ij} \frac{e_{0pp}}{3}) - c(\lambda' - \lambda) \delta_{ij} A_{pprs} e_{0rs} - 2c(G' - G) A_{ijrs} e_{0rs} \right\} \frac{\partial \Omega_{ki}}{\partial \zeta_j} = 0 \end{aligned} \quad (B11)$$

ここに、 $\rho^* = \rho(1 - c) + \rho'c$ である。また、

$$\begin{aligned} P^* &= \frac{3K + 4G}{3K' + 4G} \\ Q^* &= \frac{5G(3K + 4G)}{6G'(K + 2G) + G(9K + 8G)} \end{aligned} \quad (B12)$$

である。 V_n は n 番目のインクルージョンの体積であり、 A_{ijkl} は(B13)式で表される。

$$A_{ijkl} = \frac{1}{4\pi} \int_0^\pi \sin \theta d\theta \int_0^{2\pi} U_{ijkl} d\varphi \quad (B13)$$

さらに、インクルージョン内部のひずみは基質のひずみと以下の関係式で表されるとする。

$$\begin{aligned} e_{ij} &= U_{ijkl} e_{0kl} \\ U_{ijkl} &= l_{\alpha i} l_{\beta j} l_{\gamma k} l_{\delta l} T_{\alpha\beta\gamma\delta} \end{aligned} \quad (B14)$$

ここに、 l_{mn} は方向余弦であり、 T_{abcd} は 4 階のテンソルである。

入射波が体積変化の波 (P 波) の場合には、 $e_{0ij} = e\delta_{ij}$ であるので、(B11) 式の第 2 項は (B15) 式で表される。

$$3eP^*(K^*-K)\Omega_{ki,i} = ce\Omega_{ki,j} \left\{ \delta_{ij}(\lambda'-\lambda)A_{ppmn} + 2(G'-G)A_{ijnn} \right\} \quad (B15)$$

T_{abcd} の対称性と (B13) 式から、

$$\begin{aligned} A_{ppmn} &= \frac{1}{3}T_{ijij} \\ A_{ijmn} &= 0 \quad \text{if } i \neq j \end{aligned} \quad (B16)$$

と表されるので、(B15) 式と (B16) 式から有効媒質とインクルージョンの弾性係数の関係式 (B17) が得られる。

$$\frac{K^*-K}{3K^*+4G} = c \frac{K'-K}{3K+4G} \frac{1}{3}T_{ijij} \quad (B17)$$

剛性率の関係についても同様に、せん断ひずみの関係

$$e_{0ij} = e_{ij} \begin{cases} 0 & i = j \\ e & i \neq j \end{cases} \quad (B18)$$

から、

$$\frac{G^*-G}{6G^*(K+2G)+G(9K+8G)} = c \frac{G'-G}{25G(3K+4G)} \left[T_{ijij} - \frac{1}{3}T_{iijj} \right] \quad (B19)$$

が得られる。

以上のようにして得られた (B17) 式と (B19) 式を、インクルージョンの体積分率 c を間隙率 ϕ として、有効媒質の弾性係数 K^* と G^* について整理しなおすと、本文中の (2.14) 式が得られる。また、(2.15) 式～ (2.32) 式はその係数として得られる。なお、以下の式の記号、式番号は本文のままとする。つまり、基質の物性は K_s 等で、インクルージョンの物性は K_i 等のサフィックスで表す。 α は楕円体インクルージョンのアスペクト比を表す。

$$P = \frac{\phi}{3}(K_i - K_s)T_{ijij} \quad (2.15)$$

$$Q = \frac{\phi}{5}(G_i - G_s)(T_{ijij} - \frac{1}{3}T_{iijj}) \quad (2.16)$$

$$T_{ijj} = \frac{3F_1}{F_2} \quad (2.17)$$

$$T_{ijj} - \frac{1}{3}T_{ijj} = \frac{2}{F_3} + \frac{1}{F_4} + \frac{F_4F_5 + F_6F_7 - F_8F_9}{F_2F_4} \quad (2.18)$$

$$F_1 = 1 + A \left\{ \frac{3}{2}(E + D) - C \left(\frac{3}{2}E + \frac{5}{2}D - \frac{4}{3} \right) \right\} \quad (2.19)$$

$$F_2 = 1 + A \left\{ 1 + \frac{3}{2}(E + D) - \frac{C}{2}(3E + 5D) \right\} + B(3 - 4C) + \frac{A}{2}(A + 3B)(3 - 4C) \{E - D - C(E - D + 2D^2)\} \quad (2.20)$$

$$F_3 = 1 + \frac{A}{2} \left\{ C(2 - D) + \frac{1 + \alpha^2}{\alpha^2} E(C - 1) \right\} \quad (2.21)$$

$$F_4 = 1 + \frac{A}{4} \{3D + E - C(E - D)\} \quad (2.22)$$

$$F_5 = A \left\{ C \left(E + D - \frac{4}{3} \right) - E \right\} + BD(3 - 4C) \quad (2.23)$$

$$F_6 = 1 + A \{1 + E - C(E + D)\} + B(1 - D)(3 - 4C) \quad (2.24)$$

$$F_7 = 2 + \frac{A}{4} \{9D + 3E - C(5D + 3E)\} + BD(3 - 4C) \quad (2.25)$$

$$F_8 = A \left\{ 1 - 2C + \frac{E}{2}(C - 1) \right\} + \frac{D}{2}(5C - 3) + B(1 - D)(3 - 4C) \quad (2.26)$$

$$F_9 = A \{E(C - 1) - CD\} + BD(3 - 4C) \quad (2.27)$$

$$A = \frac{G_i}{G_s} - 1 \quad (2.28)$$

$$B = \frac{1}{3} \left(\frac{K_i}{K_s} - \frac{G_i}{G_s} \right) \quad (2.29)$$

$$C = \frac{3G_s}{3K_s - 4G_s} \quad (2.30)$$

$$D = \frac{\alpha}{(1 - \alpha^2)^{3/2}} \left\{ \cos^{-1} \alpha - \alpha(1 - \alpha^2)^{1/2} \right\} \quad (2.31)$$

$$E = \frac{\alpha^2}{(1 - \alpha^2)}(3D - 2) \quad (2.32)$$

付録 C：砂質頁岩 モデルでの間隙率と粘土含有率の関係

図 C1 に示すように、大粒子（砂粒子）の間隙を小粒子（粘土）が充填している状態を考える。ここで、大粒子の数を L 、半径を R 、小粒子の数を I 、半径を r とする。また、大粒、小粒子それぞれ一種類のみで充填された場合の間隙率をそれぞれ ϕ_{ss} と ϕ_{sh} とすると、岩石全体の体積 V_{total} と間隙の体積 V_{pore} はそれぞれ、

$$\begin{aligned} V_{total} &= \frac{4}{3} \pi R^3 L + \frac{4}{3} \pi r^3 I / (1 - \phi_{sh}) \\ V_{pore} &= \frac{4}{3} \pi r^3 I \phi_{sh} / (1 - \phi_{sh}) \end{aligned} \quad (C1)$$

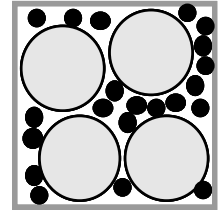


図 C1 砂質頁岩モデル

である。従って、岩石の間隙率は、

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{V_{pore}}{V_{total}} \\ &= \frac{4}{3} \pi r^3 I \phi_{sh} / (1 - \phi_{sh}) / \left(\frac{4}{3} \pi R^3 L + \frac{4}{3} \pi r^3 I / (1 - \phi_{sh}) \right) \quad (C2) \\ &= r^3 I \phi_{sh} / ((1 - \phi_{sh}) R^3 L + r^3 I) \\ &= \phi_{sh} / ((1 - \phi_{ss}) / \beta + 1) \end{aligned}$$

で表される。ここに、

$$\beta = r^3 I (1 - \phi_{ss}) / R^3 L (1 - \phi_{sh}) \quad (C3)$$

小粒子（粘土）の体積は、

$$V_{clay} = \frac{4}{3} \pi r^3 I / (1 - \phi_{sh}) \quad (C4)$$

と表されるので、粘土含有率 C は次のように求められる。

$$\begin{aligned}
C &= \frac{V_{clay}}{V_{total}} \\
&= \frac{\frac{4}{3}\pi^3 l / (1 - \phi_{sh})}{\frac{4}{3}\pi R^3 L + \frac{4}{3}\pi^3 l / (1 - \phi_{sh})} \\
&= r^3 l / ((1 - \phi_{sh})R^3 L + r^3 l) \\
&= 1 / ((1 - \phi_{ss}) / \beta + 1) \\
&= \frac{\phi}{\phi_{sh}}
\end{aligned} \tag{C5}$$

なお、砂質頁岩モデルでは、砂粒子の間隙以上の体積を粘土粒子が占めているモデルであるため、 $C > \phi_{ss}$ である。